UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*

Grigore Posea

VULCANISMUL ȘI RELIEFUL VULCANIC

Hazarde, Riscuri, Dezastre
Relieful vulcanic din România

II
13.486

EDITURA FUNDAȚIEI ROMÂNIA DE MÂINE

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GRIGORE POSEA

VULCANISMUL ŞI RELIEFUL VULCANIC

HAZARDE, RISCURI, DEZASTRE
RELIEFUL VULCANIC DIN ROMÂNIA

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prof. dr. docent **Grigore POSEA** este o personalitate de marcă a lumii noastre ştiinţifice. Obţine doctoratul în geografie în 1958, la Universitatea Babeş-Bolyai din Cluj, iar în 1970 devine doctor docent (Universitatea Bucureşti). A funcţionat 8 ani la Universitatea din Cluj (doctorat cu frecvenţă la prof. T. Morariu şi lector), după care vine conferenţiar (1960-69) la Universitatea Bucureşti şi apoi profesor)1969-1999) şi profesor consultant (după 1999). Din 1992 este profesor şi la Universitatea *Spiru Haret*. A îndeplinit funcţii de şef de catedră, prodecan, decan, directorul Institutului de Geografie. În prezent este prorector al Universităţii *Spiru Haret*. Conduce, din 1965, doctorat în geografie fizică. Din 1991 este preşedinte al Societăţii de geografie din România. Între 1990-1998 a fost preşedinte al Asociaţiei Geomorfologilor din România, în prezent fiind preşedinte de onoare.

A scris peste 280 lucrări, din care 27 de volume reprezentând cercetări ştiinţifice personale, sinteze, manuale (inclusiv preuniversitare), tratate, dicţionare se specialitate. A coordonat şi realizat peste 50 contracte de cercetare. Dintre lucrările sale citäm: *Ţara Lăpuşului* (teză de doctorat), *Geomorfologie generală, Reliefuł României, Enciclopedia geografică a României* (coordonator şi autor), *Câmpia de Vest a României, România – geografie şi geopolitică, Geografia de la A la Z* (dicţionar), *monografii geografice de judeţ* (Buzău, Maramureş, Bucureşti), *manuale preuniversitare* (clasele VII-XI). A adus contribuţii deosebite, prin publicaţii, în domenii ca: piemonturi, glacisuri, pedimente, suprafeţe de eroziune, regionare geografică, geografie aplicată, cartografierea geomorfologică, sistemul geomorfologic românesc (Domeniul Carpato-danubiano-pontic) etc.

BCU IASI / ... LIBRARY

24116

UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*
FACULTATEA DE GEOGRAFIE

GRIGORE POSEA

VULCANISMUL ŞI RELIEFUL VULCANIC

HAZARDE, RISCURI, DEZASTRE
RELIEFUL VULCANIC DIN ROMÂNIA

125768
B.C.U. - IASI

EDITURA FUNDAŢIEI *ROMÂNIA DE MÂINE*
Bucureşti, 2001

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

© Editura Fundației *România de Mâine*, 2001
ISBN 973-582-426-4

Redactor: Mihai IORDĂNESCU
Tehnoredactor: Marcela OLARU
Coperta: Stan BARON

Bun de tipar: 2.VIII.2001; Coli tipar: 13,5
Format: 16/61×86

Editura și Tipografia Fundației *România de Mâine*
Splaiul Independenței nr.313, București,
sector 6, Oficiul Poștal 78
Telefon: 410 43 80; Fax. 411 33 84
www. SpiruHaret.ro

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Partea I

VULCANISMUL

CÂTEVA NOȚIUNI

Prin **vulcanism** se înțelege totalitatea proceselor și fenomenelor de venire la suprafața scoarței terestre a magmei, gazelor și a unor materiale solide rupte din pereții coșului de ejectare. **Relieful vulcanic** cuprinde formele realizate prin acumularea materialului urcat din interior sau prin explozii și alte fenomene ce conduc, concomitent, la modelarea suprafeței scoarței, *forme primare*, dar și *formele derivate* prin eroziunea ulterioară.

Vulcan era zeul care se ocupa cu prelucrarea metalelor (la greci și romani). Noțiunea de **vulcan** are adesea două înțelesuri: a) un relief pozitiv de tip platou sau *con* cu crater și coș (fig. 1) ce poate emite, sau a emis, materiale lichide și/sau gazoase din interior; b) un edificiu sau **aparat vulcanic**, marcând o structură a scoarței creată pentru funcția de migrare a magmei la/sau înspre suprafață (această structură reflectă, la rândul ei, modul în care s-a realizat sau se realizează activitatea vulcanică).

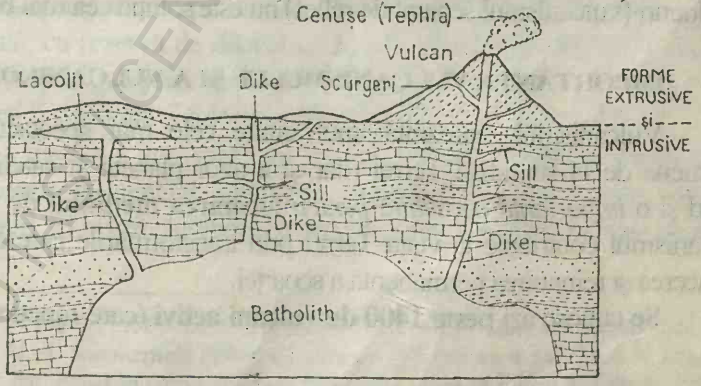


Fig. 1. Vulcanism intrusiv (magmatism) și extrusiv (A. Goudie)

Se face chiar deosebire între **magmă** şi **lavă**, ultima fiind magma ieşită la suprafaţă şi degazeificată.

Un **peisaj geografic vulcanic** este influenţat nu numai de *relieful* vulcanic în sens strict, ci şi de majoritatea celorlalte *fenomene vulcanice*. Ca urmare, geografia este interesată şi de vulcanism în general. În plus, o mare parte a scoarţei (şi chiar a suprafeţei sale) este compusă din roci (şi structuri) vulcanice. Pe de altă parte, vulcanismul în sine, ca şi relieful creat, reprezintă *efectul deranjării unor echilibre din scoarţă* (termodinamice, hidrostatice, izostatice, fizico-chimice ş. a.), ce tind, local, spre realizarea unor noi echilibre pe calea deplasării de materie şi energie şi crearea unor noi structuri (în scoarţă şi la suprafaţă), cu funcţii adecvate. În situaţia dată nu poţi înţelege un dezechilibru sau un fenomen de la suprafaţă fără a-l raporta la întregul sistem din care face parte; a vorbi numai de relief vulcanic, nu şi de vulcanism, ar fi o descriere fără explicaţii genetico-cauzale.

Cât priveşte *poziţia vulcanismului* şi reliefului vulcanic în cadrul geografiei, acestea se plasează atât la geografia fizică generală (în special vulcanismul şi formarea scoarţei terestre, inclusiv formarea şi reciclarea acesteia), cât şi la geomorfologie (îndeosebi reliefül, dar cuprinzând şi structurile acestuia şi geneza sa. În plus, geomorfologia încadrează acest capitol, fie la „Structura Pământului şi Tectonica plăcilor", fie după „Relieful structural şi petrografic". A le plasa în ambele locuri (vulcanismul separat de relief) nu este soluţia cea mai bună.

IMPORTANŢA VULCANISMULUI ŞI A VULCANILOR

Vulcanismul reprezintă unul dintre cele mai spectaculoase fenomene de la suprafaţa Terrei (dar şi a altor planete şi sateliţi), el având şi o *importanţă deosebită pentru* **formarea mediului de viaţă.** Vulcanismul contribuie la viaţa Terrei prin transformările care duc la prefacerea şi reînnoirea permanentă a scoarţei.

Se cunosc azi **peste 1400 de vulcani activi** (care funcţionează

sau au funcționat în timpurile istorice)[1], iar dintre aceștia 150 sunt supravegheați de către oamenii de știință. Numărul vulcanilor stinși, dar care pot fi reconstituiți, se ridică la *zeci de mii*. De-a lungul erelor geologice, peste 2 milioane de km^2 din suprafața uscatului au fost acoperite de lave atingând grosimi de 500-3000 m (A. Rittmann, 1967). Din numărul de vulcani cunoscuți, *peste 100 sunt submarini*, existând încă mulți care nu au fost depistați. S-a calculat totuși că vulcanii suboceanici activi aduc anual la suprafață circa 5,5 km^3 de materiale, de patru ori mai mult decât cei de pe uscat. Cea mai mare concentrare de vulcani se află în Indonezia, în jur de 500, din care 78 activi.

Prima impresie despre vulcani este acea că ei determină **catastrofe**, *pagube, victime*. Și, într-adevăr, unii vulcani activi declanșează torenți de lavă, nori arzători, ploi cu cenușe, cu lapilli și bombe, lahare, sau chiar cutremure și valuri mari (tsunami; exemplu în iunie 1993 în Japonia). De asemenea, suprafețele vulcanice recente sunt pietroase, sterpe, cu grohotișuri, puternic accidentate („pământuri rele"). Cutremurele sunt legate de vulcanism, în mod direct sau indirect.

Regiunile vulcanice reprezintă însă și **multe avantaje** pentru om. Cenușa dă *fertilitate solului* (conservă umiditatea etc.), apar soluții care depun minerale sau minereuri (ele umplu cavitățile rămase de la bulele de gaze, sau fisurile), survin *ape minerale, termale, gaze*. Se depun *minerale neferoase*, în special cupru, dar și altele, ca de exemplu zinc, mangan, mercur, plumb etc. Chiar kimberlitul, din Republica Sud-Africană, ca rezervă de diamante, se află tot într-o structură vulcanică veche. *Rocile vulcanice* sunt bune pentru construcții. *Energia vulcanilor* va putea fi stăpânită și folosită, poate, într-un timp scurt.

Vulcanii mai tineri cu aspect muntos (pante și fragmentare mari) sunt în general improprii culturilor, dar cu bogate *resurse forestiere*. Ei prezintă totodată forme vegetale variate și *peisaje de mare*

---

[1] *V. Papiu* (1956) indică, pentru anul 1939, 4043 vulcani activi catalogați.

M. A. Summerfield (1996) dă cifra de 600 vulcani activi (inclusiv insule cu vulcani; dar, luând în calcul și pe cei submarini, arată că numai în Oceanul Pacific sunt aproape 50.000 de vulcani.

interes turistic (Vezuviu, Fuji-Yama, Crater Lake din Munții Cascadelor etc.); de aceea au fost declarați uneori parcuri naționale.

Sub aspect științific, studiul vulcanilor este deosebit de important pentru geologie, dar și pentru geografie, mai ales dacă ținem cont de varietatea lor și de extinderea deosebită a rocilor vulcanice. Uneori se afirmă chiar că *marile regiuni geografice* au toate, cel puțin în parte, o geneză vulcanică. Se folosesc și *cronologii regionale* bazate pe strate-reper de cenușe, de curgeri, de strate de sol sau sedimente prinse între pânzele vulcanice (tephrocronologia). Descifrarea structurilor vulcanice vechi se realizează aproape exclusiv prin *cartare și analiză geomorfologică.*

La nivel global terestru, inclusiv în sensul evoluției paleogeografice, vulcanismul reprezintă *motorul* care pune în mișcare dinamica scoarței. El vehiculează căldura din interior, sursa inițială și permanentă a unor mișcări continue, generează scoarță bazaltică și vulcani, eliberează elemente gazoase, unele solubile, depune minerale etc. Multe din aceste elemente au devenit *componente ale mediului* înconjurător și, adesea, indispensabile sau *verigi de bază ale vieții.*

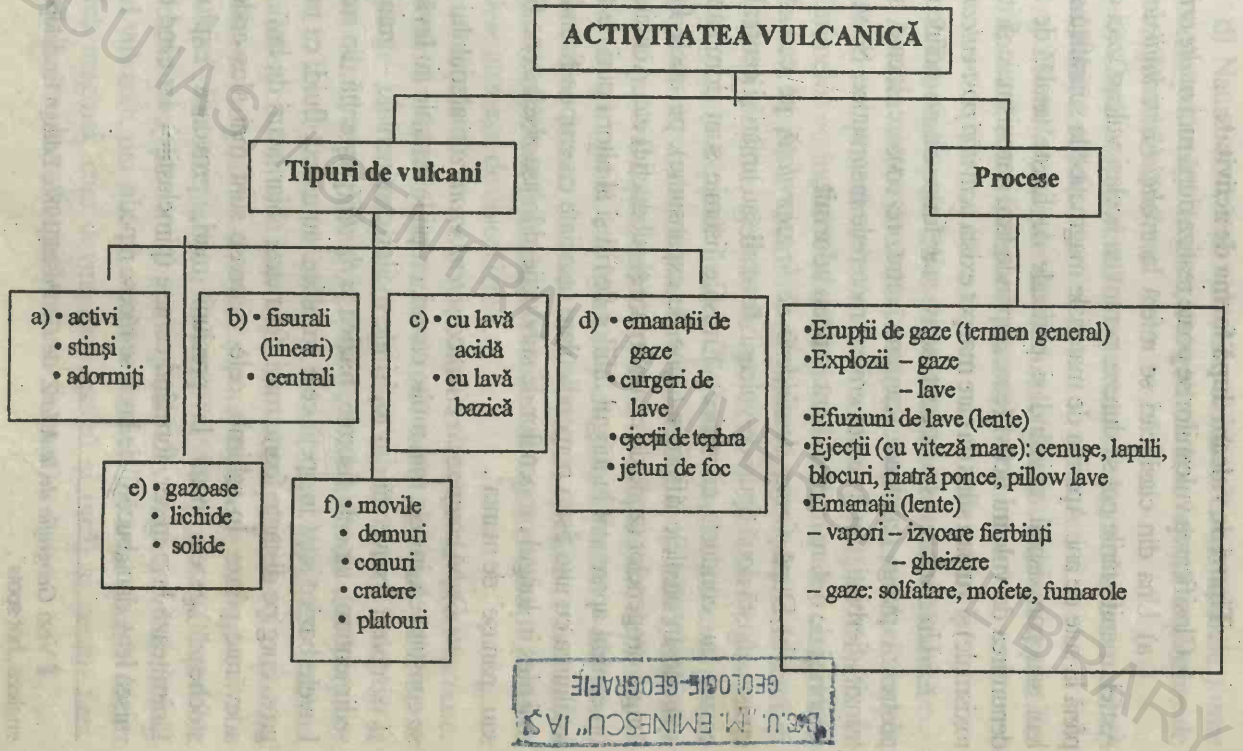
Peste *50 % din scoarța terestră* (cea oceanică) este constituită din bazalte și ea se reînnoiește continuu în rifturi. Același mecanism vulcanic a creat șirul dorsalelor, *cel mai grandios lanț muntos al globului*, lung de 60.000-80.000 km, înalt de 3000 m, lat de peste 1000 km și cu o suprafață mai mare decât toate continentele la un loc.

Același vulcanism s-a dovedit a fi implicat în *deriva plăcilor*, în *nașterea oceanelor*, în declanșarea și *intensitatea cutremurelor*, în *formarea orogenelor.*

Gazele formate de vulcanism și diferitele produse care s-au dizolvat în apa oceanelor au condiționat, în parte, *apariția vieții*, mai întâi în „supa" oceanică. Așa, spre exemplu, un rol deosebit l-a jucat anhidrida carbonică, din gazele vulcanice, fără de care nu se putea realiza fotosinteza, adică transformarea acestui carbon gazos în materie vegetală (H. Tazieff, 1991).

ACTIVITATEA VULCANICĂ

În principal, aceasta constă în transfer de materie și energie calorică de sub litosferă sau din baza acesteia la suprafață sau către suprafață. Transferul se face prin diferite procese ce se derulează în condiții variate.



BCU IAŞI CENTRALĂ
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
BCU „M. EMINESCU" IAŞI
LIBRARY

1. Tipuri de vulcani după forma de activitate

Clasificarea vulcanilor se poate realiza după mai *multe criterii*.

a) Una din clasificări se referă la *evoluția activității în timp*. Astfel, manifestările pot să dureze, pentru un acelaşi vulcan, zeci de ani, până la sute de ani. Apariția de materiale magmatice la suprafață se face lent sau paroxismal, existând şi perioade de liniște totală; de aici şi denumirea de **vulcani activi** (care cuprinde faze paroxismale şi interparoxismale) şi **vulcan stins** (la care mai pot exista *activități post vulcanice*).

Un vulcan este socotit activ atât timp cât în adâncime se păstrează pungi (cuptoare, camere, vetre, rezervoare locale sau de tranzit) fierbinți, din care pot emana materiale magmatice. Se vorbeşte uneori şi de o stare intermediară: **vulcan adormit**.

b) După *forma deschiderii de la suprafață*, pe care se face emisia, există două tipuri de vulcani: **fisurali** sau liniari şi **centrali** (prin coşuri sau conducte cilindrice). Emisiile fisurale sunt dominante, ele apărând în arealele riftului (zone de expansiune), pe unele falii din lungul orogenelor (zone de comprimare şi subducție) etc. Activitatea de tip central apare atât în lungul faliilor de rift şi al altor tipuri de falii, la întâlnirea cu alte fisuri perpendiculare (asociate cu erupția fisurală), dar mai ales în lungul orogenelor de subducție şi în aşa zisele zone fierbinți sau „panaşe" de manta[2].

c) *După compoziția chimică şi temperatura* materialului ejectat se constată că, în cele mai multe cazuri, erupțiile centrale au **lavă acidă** *şi vâscoasă* (provenită din topiri ale rocilor continentale – granitice şi sedimentare), iar cele fisurale, **bazică** *şi fluidă* (provenită din magmă). Lavele bazice sunt în speță cele bazaltice, au aspect fluid, ca un sirop gros, curg pe distanțe foarte mari, formează chiar lacuri de lavă, uneori adevărate pânze. În schimb, cele vâscoase sunt mai ales andezitice; stochează gazele până la presiuni mari, provoacă explozii ce fărâmițează lava în aer, formând cenuşe (piroclastite), iar când curg se mişcă lent, dau „bucăți" de lavă, se răcesc repede.

---

[2] Vezi *Geografia de la A la Z*, de Gr. Posea, 1986, Editura Enciclopedică. În engleză „hot spots".

d) Natura activității vulcanice conduce la următoarele *forme sau procese*: **emanații** de gaze, **curgeri** de lave, **ejecții** explozive de *fragmente*, **jeturi** de „foc" etc.

e) *După starea fizică* a materialelor ejectate, acestea pot fi: **gazoase, lichide, solide.**

f) *Formele realizate* de produsele ejectate îmbracă aspect de: **movile, domuri, conuri, cratere, platouri.**

2. **Procesele prin care se efectuează activitatea vulcanică**

Acestea sunt de două mari categorii, *simple* și *complexe*, dar pot fi grupate în trei: *paroxismale*, *interparoxismale* și *postparoxismale*. În cadrul primelor se includ exploziile și efuziunile, iar din categoria a doua și a treia fac parte: emanațiile de vapori și gaze, ejecțiile de scorii și cenușe, ejecții de lave, ejecțiile de ape fierbinți (izvoare și gheizere), erupții de gaze și explozii freatice. Noțiunile care se folosesc pentru aceste procese nu sunt totdeauna bine delimitate; le amintim: **erupțiile** (termen mai general reprezentând acțiunea de străpungere, deplasare și punere în loc a magmei, atât în interior cât și la suprafață – efuziune), **explozie** (ieșire bruscă de lave, bombe, gaze), **ejecțiile** (evacuare cu mare viteză), **efuziune** (emitere și revărsare de lave), **emanație** (emitere de produse gazoase, de obicei lentă).

a) *Exploziile* au loc cu precădere la venirea de *lave vâscoase*, acide, datorită existenței sau formării unui *mare volum de gaze*, ce se cer evacuate. La presiuni joase magma se separă în lavă fluidă și în gaze; fenomenul se produce brusc, prin explozii (în lavele vâscoase) sau mai lent, în lavele fluide (de obicei și la mai mare adâncime). Răcirea rapidă a lavei, cu formarea unor *dopuri*, mărește presiunea și explozia. Exploziile sunt *singulare* sau *ritmice* și pot fi urmate de *prăbușiri*.

Studii mai recente (vezi H. Tazieff, 1991) scot în evidență rolul activ, determinant, pe care îl joacă **gazele** din magmă pentru întreg procesul vulcanic, dar mai ales pentru ascensiunea lavei (gazele reduc densitatea magmei, care devine mai ușoară și urcă) și pentru faza paroxismală – explozia (impusă inclusiv de gaze).

Lava şi vâscozitatea acesteia rămân elemente majore şi determinante ale vulcanismului, dar ele sunt *elemente pasive*. Explozia şi violenţa acesteia sunt determinate totuşi de *natura gazelor şi fluctuaţiile unor parametrii* ai acestora, ca *elemente active*. Erupţia cea mai violentă din secolul nostru a avut loc în 1956 (30-03), în peninsula Kamceatka, vulcanul **Bezmiannâi** (fără nume), când zeci de milioane tone de rocă pulverizată au fost aruncate în aer până la altitudini de 40 km. Dar cea mai violentă explozie din ultimele milenii pare să fi fost aceea care a născut caldera **Santorin** din Marea Egee (arcul insulei Thira) şi a distrus *civilizaţia minoică* (sec. XV, î. Ch).

b) *Efuziunile,* revărsările sau emiterea masivă de lavă sub formă *lentă* sunt specifice **lavelor bazice**, fluide; scurgerea lor se produce cu 5 – 60 km/h, în funcţie de pantă.

c) *Emanaţiile de vapori* au loc cel mai adesea prin cratere cu coşuri deschise. Vaporii sunt fierbinţi şi se ridică liber în aer sub formă de vârtej. Emisiile de vapori prin coşuri se degajă numai la vulcanii cu lave bazice, tipici fiind Etna şi Vezuviul.

Emanaţiile de gaze, inclusiv vapori, se fac de obicei prin fisuri, dar şi prin canale înguste, sinuoase, deschise în cratere, pe con sau în exteriorul conului. Se mai numesc şi emanaţii de solfatare, fumarole şi mofete.

Solfatarele se compun din vapori cu hidrogen sulfurat şi au temperaturi de 90 – 130° C; uneori aceste gaze supraîncălzite erup puternic (vaporizând şi apă subterană), dau jeturi numite *soffioni* (Italia).

Gazele mai reci (sub 100 °C), care de obicei degajă numai vapori de apă şi bioxid de carbon, sunt numite **mofete**.

Fumarolele sunt fierbinţi (300 – 900° C) şi conţin acid clorhidric şi vapori de diferite cloruri.

d) *Ejecţiile de scorii* şi *cenuşă* rezultă din particule de lave degazeificate (zgure sau **scorii**) sau pulverizate (**cenuşe**) şi răcite; la ele se adaugă şi alte elemente ca **lapilli** (2 mm – 2 cm), **bombe** (răcite în aer şi cu aspect fusiform), **blocuri** (rupte din lave mai vechi consolidate), **piatră ponce** (lavă degazeificată brusc, puternic poroasă),

pillow-lave (lave de tip „perne" sau sferoidale, născute din lavă fluidă răcită sub apă).

e) *Ejecțiile de lave* (sau evacuările cu viteză, sub presiune) reprezintă oarecum principalul proces vulcanic. Ele sunt tipice pentru *lavele fluide*. La suprafață se transformă în **curgeri** sau în **lacuri** *de lavă* (vezi Lacurile de lavă).

f) Dacă ejecțiile de vapori, urcați din profunzime, se răcesc până la condensare, sau dacă întâlnesc în drumul lor pânze de apă, atunci ele pot apărea la zi ca **izvoare fierbinți**, continui sau intermitente (**gheizere**).

g) *Erupții de gaze*, fără veniri de lave, au loc în coșurile înfundate ale unor vulcani; rămâne, pe locul respectiv, un fel de puț (*diatremă*); asemenea erupții pot antrena cantități mari de apă acumulată în crăpături create în prealabil, pe care o expulzează sub formă de vapori, ce pot atinge înălțimi de 1 – 2 km, producând *ploi* și *noroi*.

PRODUSELE VULCANICE ȘI FORMELE LOR DE MANIFESTARE

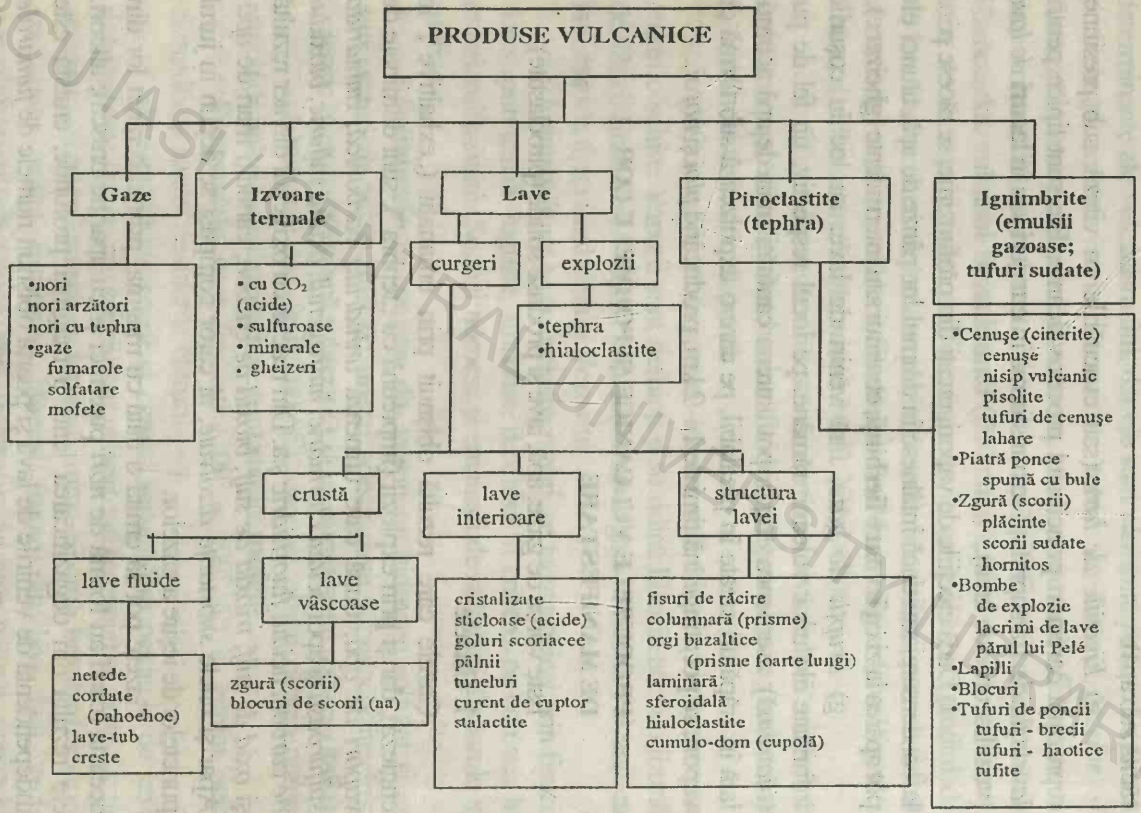
Este vorba de gaze, apă, lave și produse solide (piroclastite).

1. Gazele

Gazele care rezultă obișnuit prin emanații („exhaltive", în engleză), dar și prin explozii (împreună cu „tephra"), sunt dominate de *vapori de apă*, după care urmează *anhidrida carbonică*, *anhidrida sulfuroasă* și apoi *acidul clorhidric*, *hidrogenul*, *acidul sulfuric*, *bioxidul de carbon*, *acidul fluorhidric* ș.a. Din reacția cu oxigenul din aer rezultă și *oxid de sulf*, *trioxid de sulf*, *bioxid de carbon*, cantități mari de *apă*. Apar și unele *substanțe dizolvate*, ai căror compuși se depun în jurul punctelor de ieșire a gazelor.

Gazele pot să emită o dată cu magma, prin eliberarea lor din aceasta (când au formă de *nori* puternici și cu apariție bruscă); alteori, ele rezultă din degazificarea lentă a magmei profunde, emisia este independentă de venirile de lavă și poartă obișnuit numele de *fumarole* și *solfatare* (vezi „Emisiile de vapori ...").

BCU IASI - CENTRALA UNIVERSITARA



Norii de gaze îmbracă forme diverse şi urcă adesea până la 4000 m. Se remarcă uneori **norii incandescenţi** (sau „arzători", după *Lacroix*), mai grei decât aerul, cu trei subtipuri: *descendenţi, retrocăzători* şi *debordanţi*. Primul caz se produce printr-o explozie laterală sub dopul din crater; Exemplul la Mont Pelée (1902), unde a rezultat un nor negru, încărcat cu cenuşe şi blocuri, străbătut de fulgere, rostogolindu-se pe pante cu 50 – 150 m/s. Temperatura norului pare că a fost de 650 – 1000° C şi el a acoperit oraşul St. Pierre, omorând 29 000 locuitori.

Norii retrocăzători provin din exploziile verticale, ating până la 3 km înălţime şi au foarte mult material solid, care cade gravitaţional pe con, cu efecte catastrofale (exemplu, St. Vincent, în Antilele Mici).

Dacă explozia ridică norul de suspensii la înălţimi mici sau numai la nivelul craterului, atunci are loc o *debordare* (nori debordanţi) care se revarsă sub formă de torenţi (o emulsie de gaze, cenuşe, nisip şi piatră ponce, incandescente, ca la vulcanul Katmai din Alaska, 1912 (*Rittmann*, 1967), (vezi şi „Ignimbritele").

În cazul norului arzător din 1902 (Mont Pelée), volumul cel mai mare îl ocupau gazele fierbinţi şi vaporii de apă. Elementele de tip **tephra** (cenuşe), depuse, au realizat o grosime medie de 30 cm. Mai este citat (MacDonald, 1972) un asemenea nor în Filipine, ce a carbonizat o pădure, depunând şi circa 13 mm de cenuşă.

Vaporii răciţi pot să realizeze şi *ploi* sau **averse de cenuşe** („ash showers", în engleză), care pe pante se transformă uneori în avalanşe de noroi sau în **torenţi noroioşi fierbinţi**. In cazul ploilor intervine şi vântul, care poartă parte din nor până la distanţe mari şi pe anumite direcţii. Mai este de subliniat că norii incandescenţi nu produc zgomote, deşi pârjolesc totul în cale, acestea fiind amortizate de mişcarea turbulentă şi rapidă a gazului fierbinte.

2. **Izvoarele termale** („hot springs", în engleză) **şi gheizerele**

Acestea rezultă, ca forme tipice, în stadiul ultim al degajării căldurii dintr-o masă magmatică consolidată în adâncurile scoarţei. Vaporii pot parcurge un drum lung, se răcesc, precipită şi dau *izvoare*

termale. Asemenea izvoare apar şi din întretăierea unor iviri de vapori de apă juvenilă cu ape vadoase (freatice sau de adânc). Aceste izvoare sunt mineralizate . Foarte frecvent, în aceste ape se găseşte CO_2 (*izvoare acide*) , alteori hidrogen sulfurat (*sulfuroase*) şi aproape întotdeauna, săruri dizolvate (*izvoare minerale*). La gura unor izvoare fierbinţi se depun *trepte de bioxid de siliciu* („sinter- terrassen") sau alte **forme de precipitare**.

Izvoare termale pot apărea şi numai prin încălzirea şi chiar vaporizarea apei vadoase pătrunsă la adâncimi, unde treapta geotermică îi impune încălziri puternice şi unde există o circulaţie convectivă lentă. Asemenea surse termale sunt adesea închise de roci impermeabile, ele putând fi aduse la zi şi folosite, prin foraje.

Gheizerele[3] sunt izvoare fierbinţi care emit intermitent ţâşnituri de apă şi vapori fierbinţi. Mecanismul este următorul: apa umple o fisură subterană, unde din adânc rezultă şi un aport de gaze şi vapori de apă supraîncălziţi; baza stratului lichid începe să fiarbă şi expulzează coloana de apă de deasupra, moment când parte din apa supraîncălzită se transformă brusc în vapori (din cauza scăderii presiunii hidrostatice). Ciclul se reia. Erupţiile gheizerelor îmbracă forme diverse şi schimbătoare: **jeturi** de apă fierbinte şi vapori, înalte de 100 - 400 m, jeturi de apă care împroşcă regiunea din jur provocând şi vuiete etc. În preajma lor se depun materiale silicioase sau carbonatice sub formă de *conuri* sau **terase colorate** divers. Se cunosc patru regiuni vulcanice cu multe gheizere: Islanda, Yellowstone National Park din S.U.A. (cu peste 100 gheizere), regiunea Taupo (Noua Zeelandă), Kamceatka (Rusia). Se mai găsesc în Mexic, Japonia şi Indonezia (Java, Sumatera, Sulawesi).

3. Lavele

Lavele reprezintă materiale topite (magmă) ajunse la suprafaţă (degazificate) şi echivalentele lor solide (rocile vulcanice).

---

[3] *turbat, furios* (în limba islandeză)

a) **Efuziunea şi curgerea** lavelor interesează în mod special mediul de la exterior. Sosirea şi depunerea lavei pe suprafaţa terestră se face, specific, prin activitate *efuzivă*, dar, în parte şi prin explozii. *Raportul efuziv-exploziv* depinde de compoziţia, temperatura şi cantitatea de gaze conţinute sau formate o dată cu apariţia magmei la suprafaţă. Aceştia sunt principalii *trei factori de control* care determină gradul de vâscozitate al lavei şi de aici, modul ei de manifestare o dată ajunsă în mediul de la suprafaţa Terrei.

• Sub aspectul compoziţiei, important este **conţinutul în silicaţi**, în special SiO_2. Acesta din urmă poate oscila între 35-75 %.

Lavele bogate în siliciu sunt acide şi vâscoase; ele se încheagă repede, în general nu curg, creează „dopuri" („plug" în engleză), sau mici protuberanţe (domuri), dar mai ales **explozii** impuse de degazeificările bruşte, explozii ce pulverizează lava dând cenuşă vulcanică, lapilli, bombe etc. (tephra).

Lavele sărace în siliciu sunt bazice, fluide şi de aceea curg pe distanţe uneori foarte mari. Forma lor principală de manifestare este **curgerea**, cu contur de *limbi* sau de *pânze*, uneori chiar acumularea, în *lacuri de lavă*. Cea mai reprezentativă rocă în acest sens este *bazaltul*. Se citează, de exemplu, o asemenea limbă de curgere, în 1950, la vulcanul Manua Loa, lungă de 24 de km (Bullard, 1976). Alţi autori (A. Goudie) indică, la acest vulcan, cea mai lungă scurgere din istorie, de 53 km. Tot aici, dar în 1881, o curgere a durat 11 luni şi s-a extins pe 80 de km, oprindu-se lângă oraşul Hilo, unde fruntea avea grosimea de 6 m (Dutton, 1884, citat de Bloom). Multe din aceste curgeri se axează pe văi, se pot solidifica pe anume locuri, de unde lava din spate se abate lateral peste o înşeuare etc.

• *Rolul temperaturii*, dar mai ales cel al oscilărilor sale, este divers. Aceasta influenţează presiunea, degazeificarea (lent sau brusc - explozivă) , cristalizarea unor minerale (poate începe la 1160 °C pentru lavele sărace în silicaţi) ş.a.

• Cât priveşte gazele, se poate spune numai că magma acidă are multe gaze şi apă şi este mai fluidă în adâncime, dar la presiunile mici, externe, se degazeifică brusc şi devine vâscoasă.

b) **Consolidarea lavelor** revărsate îmbracă forme variate în funcție de vâscozitate, respectiv de modul de curgere, conținutul în gaze, panta de curgere și timpul de răcire. Limita consolidării începe la 600-900° C și debutează de la suprafață. Când răcirea este bruscă se formează „*sticle vulcanice*", specifice pentru lavele foarte vâscoase. Sub crustă apare o *curgere laminară*, fiecare strat consolidându-se relativ independent și creând o *stratificare*, separațiile dintre strate fiind mai poroase. Grosimea stratelor este în funcție de viteza de curgere.

c) **Formele pe care le îmbracă suprafața răcită** sunt și ele variate.

Lavele fluide și degazeificate formează o **crustă** și, dacă ele se scurg uniform, suprafața crustei rămâne netedă: este *lava netedă* sau lisă. La accelerări ale scurgerii stratul consolidat de deasupra se fragmentează în blocuri, numite **dale de lave**. Când scurgerea de dedesubt devine tot mai redusă, crusta vâscoasă de la suprafață se cutează și se răsucește în formă de corzi; sunt **lavele cordate** sau **pahoehoe** (denumire hawaiiană)[4] care, și ele, se pot sfărma în blocuri. În cadrul lavelor cordate apar uneori **lave-tub** (scurgeri tardive interioare). Prin crăpăturile lavelor netede și ale celor cordate poate ieși lavă fluidă de dedesubt ce se consolidează ca o *creastă alungită* („creastă cu tumuli" sau cu bulgări) sau ca „intestine". Dacă lava nu ajunge la suprafață, ci se solidifică numai în crăpăturile crustei, se formează „icuri" de lavă, cu forme de *filoane*.

Lavele cu vâscozitate medie și care conțin încă multe gaze se consolidează sub formă poroasă, *spongioasă*, ca *blocuri de zgură* (scorii) și sunt numite *lave scoriacee*, lave cu blocuri sau „**aa**" (denumire hawaiiană). Spre fruntea curgerilor, blocurile se acumulează ca *grohotiș*, dimensiunile fragmentelor având 0,2-1 m.

---

[4] Unii autori generalizează termenul pentru „lavele netede" sau pentru toate lavele fluide.

Uneori se deosebesc trei tipuri: lave scoriacee (acoperite cu fragmente de zgură colţuroase sau *rotunjite*, şi nu prea mari, lavă „aa"), lave cu blocuri (blocuri poliedrice, compacte sau slab poroase) şi dale de lavă (fragmente tabulare, netede, provenite din tipul „pahoehoe").

Lavele interioare (de sub crustă) răcite prezintă şi ele diferenţieri. Sunt *cristalizate*, dar cele acide apar *sticloase*. Spre suprafaţă se formează şi **spaţii scoriacee** (cu goluri veziculare sau tubulare). Sub stratul scoriaceu există uneori goluri mai mari, cu aspect de **pâlnii** deschise spre în sus. Unele goluri sunt lungi de până la câţiva km, îmbrăcând formă de *peşteră*, mai largi la intrare. Se formează prin scurgerea lavei fluide sub suprafaţa solidificată. În timp ce pereţii acestor **tuneluri** sunt încă foarte fierbinţi poate intra aer care se încinge şi care poate ieşi printr-o deschidere întâmplătoare din amunte; se creează un *curent de cuptor* sau de furnal („blast furnace" în engleză), uneori cu caracter convectiv. Acest curent poate lustrui anumite suprafeţe interioare, iar pe alocuri dă posibilitatea formării de *stalactite* din roci încă topite pe care le răceşte în timp ce ele se scurg de pe tavan (Greeley, 1972, citat de Bloom).

d) **Structura lavei răcite.** Modul de răcire al lavelor, mai ales după consolidarea incipientă, conduce la structuri variate cu importanţă pentru forma exterioară, cât şi pentru eroziunea ulterioară. În acest proces, elementele de bază sunt **fisurile de răcire.**

- O primă structură (ce rezultă din apariţia structurilor perpendiculare pe suprafaţa de răcire, când aceasta se realizează lent) este cea *columnară* sau **prismatică.** Ea apare specifică mai ales pentru bazaltele ce se revarsă sub apă pe pante mici, iar lava fluidă avansează pe distanţe mari. Pe acest drum parcurs, lava îşi formează o *carapace*, groasă de până la 10 –30 cm. Contracţia prin răcire lentă duce la *fisuri poligonale* ce dau, în adânc, *prisme*.

Prismele create în lavele răcite subaerian sunt mult mai lungi şi situate adesea sub o **pătură scoriacee** fără prisme. În această categorie intră şi ceea ce se cheamă **orgi bazaltice.** Astfel de structuri columnare

se pot găsi și în filoane, silluri, nekuri sau domuri de intruziune, mai ales când acestea s-au consolidat sub o pătură de tufuri (A. Rittmann, 1967). Pot fi citate asemenea structuri la Detunata, Firiza (Baia Mare), Racu (Munții Gurghiului).

- Când răcirea este ceva mai rapidă se creează, imediat sub suprafață, o **structură laminară**, de curgere în pânze, răcite suprapus.
- **Structurile sferoidale**, sau *radiale*, apar la răciri bruște sub apă (mare, lac, mlaștină, chiar sub gheață) ale lavelor bazaltice (fluide sau de tip pahoehoe). Ele însă au nevoie de o pantă destul de înclinată pentru ca lava să se rostogolească și să realizeze un fel de mingi sau perne, adesea goale în interior. Prin răcire, bucățile de lavă capătă mai întâi o coajă și formă elipsoidală, de **pernă** cilindrică (goală) sau de pernă-sul. Prin îngrămădire dau așa-numitele **pillow-lava** (lava în perne). Golurile din interior rezultă prin scurgerea lavei rămasă încă fluidă sub coajă, dar adesea pernele au un cap înmugurit, format prin răcirea bruscă a scurgerilor de lavă din interior. Unele îngrămădiri de pillow-lave creează conuri foarte mici, dar abrupte, de tip **hornito** (vezi și „Conul de tip hawaiian").
- **Hialoclastitele**, un fel de tuf vulcanic din materiale sticloase, specifice erupțiilor submarine, au fost mult timp considerate a se naște din pillow-lave. Descrise prima dată în Sicilia, sub numele de „palagonite" (Palagonia, sat în Sicilia, unde aceste tufuri au grosimi de peste 800 m), Rittmann le-a numit mai târziu hialoclastite (hialos = sticlă; klastos = spart). El a analizat o faleză de pillow-lave la poala vulcanului Etna (din Marea Ionică), unde a observat că, în timp ce proporția pernelor de pillow-lave scădea, creștea cantitatea de astfel de *sfărâmături sticloase*. De aici a imaginat că, la începutul rostogolirii unei perne, aceasta prinde o crustă fină care se sfărâmă prin rostogolire; se formează apoi altă crustă care se sfărâmă și ea ș.a.m.d., până ce perna se mărunțește total sau aproape.

Alții au pus problema unor explozii mici și repetate provocate de curgeri ce pătrund lent în apă. H. Tazieff (1991), de exemplu, a observat însă concret că hialoclastitele se realizează prin explozii repetate (20-30

explozii pe minut) ale lavelor ce erup (nu curg) la adâncimi relativ mici sub apă. Contactul brusc cu apa generează vapori ce explodează. Exploziile au loc în generații succesive: lava țâșnește în bucăți, provoacă vapori ce urcă sub formă de bule, dar vaporii de pe fața inferioară a bucății de lavă, încălziți la 1000° C, nu se pot ridica și explodează sfărâmând roca de deasupra. Noile bucăți vin iar în contact apa, vaporii provocați sub ele dau alte explozii, până se realizează o fărâmițare totală, fragmentele depunându-se sub formă de hialoclastite. În acest proces, energia calorică a lavei se transformă în energie cinetică ce sfărâmă în bucățele sticloase toate fragmentele rezultate la contactul cu apa.

Uneori apar însă și ejecții de lavă ce se pulverizează în aer, dând *cenușe* și *praf*, care apoi se amestecă cu sfărâmăturile sticloase. În Islanda au fost observate hialoclastite (numite aici „möberg") de origine subglaciară (amestecuri de minerale hidratate de tip argilos care, ajunse în mediu apos, dau formațiuni vulcanice sticloase).

- **Structurile de tip cumulo-dom** sau *cupole*, rezultă din lave acide, care nu dau pillow-lave, ci eventual *curgeri foarte scurte*. Vâscozitatea lavei este așa de mare, încât practic se acumulează și se solidifică chiar deasupra gurii care a emis-o, creând o *cupolă* (ca, de exemplu, Puy de Dôme din Franța). Aceste curgeri scurte se pot repeta în alte poziții, dând mai multe *domuri*. Lava lor este sticloasă, se fisurează în blocuri, alteori apar o multitudine de fisuri concentrice, realizând așa-zisele *structuri de tip „perlit"*.

4. **Piroclastitele**

Piroclastitele, în traducere lejeră, „mistuit de foc", reprezintă o grupare de materiale vulcanice fragmentate, expulzate în stare lichidă (dar solidificate în aer) sau solidă (lapilli). Mai sunt numite și *sedimente vulcanoclastice* sau **tephra** (Thorarinson, 1954)[5].

În cadrul lor sunt adăugate și materiale solidificate secundar, numite **tufuri**. Există autori (Goudie A., 1988) care separă tephra, ce

[5] *Tephra* = cenușe (gr.). McDonald, 1972, extinde termenul la toate fragmentele expulzate de vulcani, începând cu cenușa.

reprezintă materiale bine sortate granulometric (în mersul prin aer) şi stratificate, de categoria **curgerilor piroclastice**, în care include *curgerile noroioase*, *avalanşele de cenuşe*, *norii arzători* şi *ignimbritele*. Ca urmare, piroclastitele ar cuprinde: tephra şi curgerile piroclastice.

Descriem *tipurile* recunoscute ca **principalele forme de piroclastite**.

- **Cenuşile** sau **cineritele** (ciner = cenuşe – latină) reprezintă lave pulverizate (uneori împreună cu produse rupte din pereţii coşului). Sunt materiale mici granulometric, cu dimensiuni de până la 1-2 mm, când se numesc **nisipuri vulcanice**. Cenuşile fine se ridică la mari altitudini şi cad apoi pe arii foarte largi. La erupţia din 1883 a vulcanului Kracatau, cenuşile sale au făcut înconjurul Pământului de mai multe ori. Nisipurile (de circa 1-2 mm) recad însă în apropierea erupţiei. Cenuşile se pot cimenta în sferule (atunci când se combină cu ploi de erupţie), care se numesc *picături pietrificate* de ploaie sau **pisolite** (pisos = mazăre; lithos = piatră – gr.).

Stratele de cenuşe dau un *sol fertil*, în care se formează repede humus, apărând astfel un strat reper specific stratigrafiei regionale. Pentru fertilitatea lor, sunt renumite Câmpiile Flegreene (Italia), tapisate cu cenuşă începând din neolitic până în timpul romanilor.

Cenuşile vulcanice se realizează şi prin explozia bulelor din pietrele ponce sub propria presiune internă (vezi mai jos). Din imensitatea numărului de pereţi ai acestor bule rezultă cenuşe. Fenomenul este specific pentru erupţiile de uscat. Sub apă presiunea hidrostatică opreşte explozia bulelor şi se depune obişnuit piatră ponce. O dată aruncate în aer, cenuşile se răcesc repede şi recad pe sol stratificându-se selectat în pături de **tufuri**. Dacă norul cu cenuşe provoacă şi ploi (prin condensarea vaporilor de apă), rezultă şi *averse cu cenuşe*, avalanşe de noroi sau *torenţi noroioşi* (mudflows, **lahare**).

- **Piatra ponce** reprezintă o rocă cu nenumărate bule interioare formată dintr-o lavă acidă, foarte vâscoasă. Când sunt emise sub apa mării, aceste lave se decomprimă brusc, realizând o *spumă cu bule* mici

și foarte abundente. Dacă lavele erup și se consolidează în aer, răcindu-se rapid, decomprimarea se face printr-o explozie extrem de violentă, iar bulele explodează la rândul lor și rezultă cenușe.

Când se rămâne la stadiul de piatră ponce, situație specifică erupțiilor sub apă, veziculele sunt așa de numeroase, încât densitatea bucăților de rocă rezultată scade sub 1, acestea plutind pe apă. Mărimea elementelor de piatră ponce variază între un bob de mei și capul unui om, dominând cele de dimensiunile unei prune. Bucățile sunt colțuroase, dar unele se rotunjesc prin frecare între ele. Uneori se aglomerează în insule mari plutitoare.

Pereții dintre bule sunt extrem de subțiri și vitrificați, de aceea explozia lor (în aer) duce la o sfărâmare în elemente fine, cenușa.

Există și o altă situație, când cantitatea de gaze din lavă și tensiunea acestora sunt mici; atunci nu se realizează piatra ponce și cu atât mai puțin cenușe, ci numai *domuri mici* sau curgeri foarte scurte.

• Zgura sau **scoriile** sunt bucăți de aceleași dimensiuni cu piatra ponce, dar cu spații veziculare mai mari, mai puțin dense și cu greutate mai mare. Fragmentele lor apar neregulate și mai colțuroase. Rezultă din bazalte fluide. De aceea scoriile pot cădea pe sol în stare fluidă, luând formă de **plăcintă** (francezii le-au zis „bouse de vache", *balegă de vacă*), sau bombe turtite, de dimensiunile unei farfurii, dar foarte rar ating și 1-3 m. Se pot suda între ele, dând *scorii sudate*, uneori localizate chiar peste punctele de ieșire a lavei, formând *turnuri*, numite **hornitos**, sau conulețe[5] („cônelets de lave" – Rittmann, 1967).

• **Bombele** provin din bucăți de lavă rotite în aer, ceea ce le imprimă un aspect fusiform. Cad pe sol consolidate. Au dimensiuni de la 1 cm^3 la mai mulți m^3. Forma lor depinde de vâscozitatea lavei. Cele din lave fluide sunt sferice, ca o pară, sau fusiforme, cu extremități răsucite (*bombe cu coadă*). Lavele vâscoase dau **bombe în coajă de pâine** (crusta lor are plesnituri) sau **bombe de explozie** (o crustă groasă, plesnită, din care lipsesc bucăți și se vede sâmburele cu crăpături poligonale). Topiturile foarte fluide conduc și la formarea unor bombe mici, numite **lacrimi de lave**, în fapt picături de lavă, alungite ușor în

aer; uneori acestea se întind filiform, rezultând fire de sticlă, numite în Hawaii „părul lui Pelé" (zeița focului la localnici). În România sunt cunoscute bombele de la Racoș.

- **Lapilli** (pietricele, în italiană) au dimensiuni de 3 mm – 3 cm și reprezintă materiale expulzate în stare solidă, provenind din fragmentarea unor roci din coș sau lave și zguri mai vechi. Un caz aparte sunt „lapillii cristalini", compuși din cristale de augit, olivină sau plagioclaz, separate dintr-o lavă încă fluidă.
- **Blocurile**, de câteva tone la zeci de tone, se nasc prin contracția și plesnirea lavelor consolidate sau din exploziile ce afectează domurile.
- **Tufurile** sunt materiale mobile, foarte variate ca formă și origine, dar amestecate cu cenușe vulcanică și cimentate sub influența apei. Există multe varietăți, separate după materialul constituent: *tufuri de cenușă* sau cinerite, *tufuri de poncii*, *tufuri-brecii*. Tufurile sunt aproape întotdeauna stratificate, discontinuitățile fiind marcate de soluri fosile sau suprafețe de eroziune. În mediul marin materialele de tip tuf se amestecă și cu roci sedimentare, acestea fiind numite *tufite*.

Apar și tufuri consolidate din materiale conținute și depuse de norii incandescenți sau din curgerile de noroi; ele sunt nestratificate, nesortate și seamănă cu morenele glaciare (*tufuri haotice*), deoarece conțin blocuri mari, adesea cu striuri; cele ce provin din noroi au lentile de nisip, piatră ponce sau brecii.

5. Ignimbritele[6]

Reprezintă depuneri groase de cenușe, nesortate, nestratificate, dar extinse pe sute de km și care sunt sudate (nu cimentate ulterior). În S.U.A. au fost numite *tufuri sudate* (welded tuffs), alteori „lave tufacee" sau „tufo-lave" (în Caucaz). Denumirea din titlu a fost dată în 1935 de neozeelandezul Marchall (din latinescul „ploaie de foc"). Numele s-a încetățenit deși „ploile de foc" apar la multe alte tipuri de erupții, din care nu rezultă tufuri sudate de proporția unor platouri, ci numai cenuși

[6] Vezi și „Relieful de acumulare"

„reci". Ori, sudarea se poate realiza doar în condițiile când acestea se depun având încă temperaturi de cel puțin 500 °C.

Ipoteza inițială că ignimbritele s-ar forma în urma unor explozii deosebit de puternice, care transformă lava în cenușă, este infirmată de faptul că particulele se răcesc rapid în mersul lor prin atmosferă și cad la sol sortate, stratificate și nesudate.

Cu toate acestea, ignimbritele există și acoperă spații imense, pe toate continentele și pe unele insule. Așa, spre exemplu, Platoul Yellowstone, apoi în Noua Zeenlandă, în Japonia, Sumatera (Sumatra), Java, Islanda, Corsica, Canare, Alaska etc. Depunerile de ignimbrite pot avea lungimi de 100 km, grosimi de zeci și sute de metrii și suprafețe de mii de km^2.

Ca origine, se admite că e vorba de adevărate **cataclisme vulcanice**, dar foarte rare. În timpurile istorice se cunoaște o singură erupție de ignimbrite, cea din 1912, în *Katmai*-Alaska. Atunci s-a născut un platou de tufuri sudate care a umplut o mare depresiune, *Valea celor zece mii de fumuri* (botezată la cinci ani după formare, de către primii cercetători care au vizitat-o). Este un platou neted, de 5 x 8 x 20 km, care pătrunde și pe văile laterale, având un volum de circa 10 km^3. Între ultimele explicații date (H. Tazieff, 1963, 1991), ar fi vorba de un aerosol torid sau suspensii de mici fragmente de lave incandescente încorporate într-un enorm nor de gaze fierbinți. Această **emulsie gazoasă**, compusă din gaze grele și particule fine de lavă în fuziune, se rostogolește pe pante, avansează cu 50-300 km/oră. Totul se imobilizează apoi destul de brusc, în câteva zeci de minute, răcindu-se și solidificându-se sudat.

Ignimbritele par totuși a proveni dintr-o magmă acidă emanată sub apă, dar în care volumul și tensiunea gazelor ar echilibra presiunea hidrostatică. La contactul cu apa se nasc fragmente de piatră ponce, dar bulele din ele în general nu explodează, deși pereți veziculari se sfarmă prin extensie. Gazele eliberate din bule dau un nor continuu, încărcat cu cenușe, dar și cu jeturi de lavă sticloasă, bucăți de piatră ponce, chiar și cristale. Există însă deasupra acestei emulsii gazoase grele, și nori de

gaze mai uşoare, care includ şi cenuşe, şi care urcă la mii de metrii. Aceştia din urmă protejează caloric emulsia grea care „curge" pe sol ca avalanşe menţinându-i temperaturi de peste 800° C, până ce se imobilizează aproape brusc, pe terenurile joase, deja ocupate, dând ignimbrite.

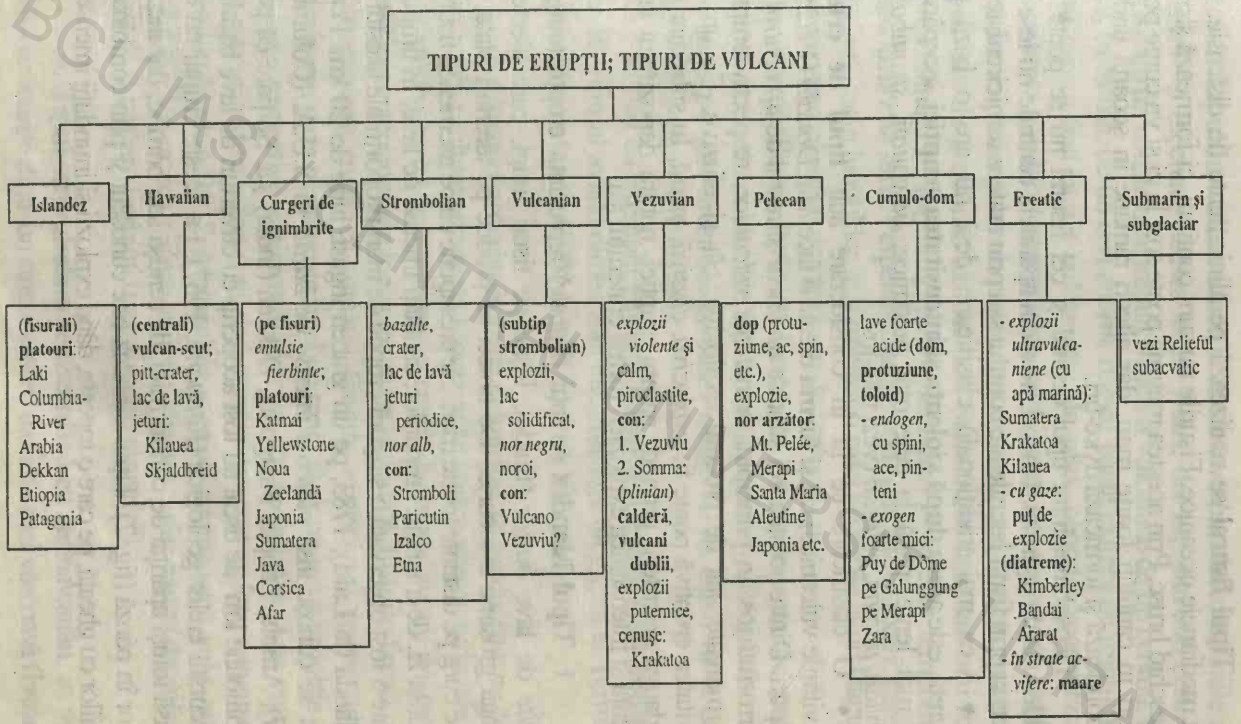
În Afar şi Pantellaria, H. Tazieff a găsit şi tufuri sudate care nu prezintă caracteristici de suspensie în gaze, ci de curgeri lichide. De aceea, unii autori admit că ignimbritele sunt de fapt piroclastite ce cad fierbinţi (şi plastice) pe sol sau chiar pot curge pe pante mai înclinate. Ca urmare a plasticităţii, ele se sudează şi se tasează stratificat, dar cu unele separaţii columnare.

Aceste păreri, diverse, pun în discuţie şi originea magmelor care dau ignimbrite. Pornind de la constatarea că aproape totalitatea ignimbritelor sunt localizate pe continente, se pare că lavele ce le produc ar proveni din fuziunea granitelor şi rocilor sedimentare.

TIPURI DE ERUPŢII ŞI TIPURI DE PEISAJE VULCANICE

Majoritatea vulcanologilor sistematizează vulcanii după legătura existentă între tipul de activitate şi aparatul creat, acesta realizându-se cu precădere în timpul erupţiilor, respectiv prin activitatea paroxismală. În fapt este vorba de trei factori: *forma craterului* (a locului de ieşire a lavei), *natura erupţiei* şi *natura depozitelor*. Se obişnuieşte, de asemenea, să se ia ca model, pentru tipizarea activităţii, un vulcan actual, deşi totdeauna un acelaşi vulcan are activităţi variate (fie succesiv, fie simultan prin mai multe deschideri).

- În legătură cu forma „craterului", clasificarea cea mai des întâlnită este aceea în **erupţii centrale** şi erupţii de fisură. Prima categorie emite lavă dintr-un cuptor magmatic pe calea unui canal adânc şi printr-un *crater* exterior. Materialele expulzate se depun în jurul craterului formând un con (numit *vulcan*). Acest tip central apare de obicei în areale cu tensiuni convergente (coliziuni). Pot apărea chiar şiruri de conuri pe aliniamentele de coliziune, iar pe fisurile dintre conuri există uneori şi emisii fisurale, adesea bazaltice.


TIPURI DE ERUPȚII; TIPURI DE VULCANI
Islandez
Hawaiian
Curgeri de ignimbrite
Strombolian
Vulcanian
Vezuvian
Pelecan
Cumulo-dom
Freatic
Submarin și subglaciar
(fisurali) platouri: Laki Columbia-River Arabia Dekkan Etiopia Patagonia
(centrali) vulcan-scut; pitt-crater, lac de lavă, jeturi: Kilauea Skjaldbreid
(pe fisuri) emulsie fierbinte; platouri: Katmai Yellewstone Noua Zeelandă Japonia Sumatera Java Corsica Afar
bazalte, crater, lac de lavă jeturi periodice, nor alb, con: Stromboli Paricutin Izalco Etna
(subtip strombolian) explozii, lac solidificat, nor negru, noroi, con: Vulcano Vezuviu?
explozii violente și calm, piroclastite, con: 1. Vezuviu 2. Somma: (plinian) calderă, vulcani dublii, explozii puternice, cenușe: Krakatoa
dop (protuziune, ac, spin, etc.), explozie, nor arzător: Mt. Pelée, Merapi Santa Maria Aleutine Japonia etc.
lave foarte acide (dom, protuziune, toloid) - endogen, cu spini, ace, pinteni - exogen foarte mici: Puy de Dôme pe Galunggung pe Merapi Zara
- explozii ultravulcaniene (cu apă marină): Sumatera Krakatoa Kilauea - cu gaze: puț de explozie (diatreme): Kimberley Bandai Ararat - în strate acvifere: maare
vezi Relieful subacvatic

Tipul fisural se realizează pe aliniamente de distensie, cum sunt medianele oceanice. Fisurile nu sunt continui, ci formează şiruri şi se deschid brusc. Prin acestea magma poate sosi la zi şi va curge pe sol, uneori în cantităţi foarte mari, dar alteori rămâne în scoarţă unde se consolidează şi formează dyke-uri.

Deosebirea între tipul central şi cel fisural nu se poate face întotdeauna cu uşurinţă. Uneori, lava din aparatele centrale nu iese prin crater, ci prin fisuri laterale ale conului sau prin cratere semicirculare.

- Cea mai tradiţională clasificare, deşi nu are o bază prea concretă, este aceea **după violenţa şi intensitatea erupţiei**, începând cu cele mai lente, până la cele mai puternice: *hawaiian*, *strombolian*, *vezuvian*, *plinian*, *peleean* (vezi mai jos).
- O clasificare ce ia în considerare atât **tipul de erupţie** (activităţile vulcanice) cât **şi forma** creată o face *MacDonald* (1972), cu 10 tipuri. Dintre acestea trei sunt de *tip linear* şi restul de *tip central*. Le redăm mai jos. În principiu, *activităţile vulcanice*, respectiv erupţiile, sunt marcate atât de procese explozive, cât şi efuzive. Ca urmare, activitatea eruptivă poate fi: *explozivă*, *efuzivă*, *mixtă*. În subsidiar însă se adaugă şi criterii privind: natura erupţiei, natura depozitului creat, violenţa şi intensitatea exploziei, forma craterului ş.a.

1. **Tipul islandez** (erupţii *fisurale*) reprezintă erupţii (curgeri) *liniştite* de lave *bazice* (fluide), ieşite pe fisuri lungi, care afectează întreaga grosime a scoarţei. De obicei se produc pe terenuri plate, dar lavele curg pe distanţe foarte mari. Se presupune că pe asemenea fisuri au apărut la zi, de-a lungul timpurilor, cantităţi imense de lave. În timpurile recente a fost observată o singură erupţie de mari proporţii ale acestui tip, în Islanda (la **Laki**), 1783, pe un graben îngust, lung de 20 km. Pentru trecut se cunosc însă *platouri imense de bazalt* în S.U.A. (Columbia-River), Arabia, Etiopia, Patagonia, Dekkan (India) ş.a. Se pare că peste 2,5 milioane km^2 de uscat au fost acoperiţi cu cuverturi de lave bazaltice în decursul erelor geologice (*Rittmann*, 1967). La aceste erupţii nu este exclusă totuşi apariţia de conuri mici, de cenuşă sau bombe, dar înecate ulterior în pânză (fig. 2). Tipul islandez este cunoscut şi prin combinarea erupţiilor cu gheaţa, pe care o topeşte, dând explozii şi inundaţii imense.

2. **Tipul hawaiian** aduce la zi tot lave *bazaltice*, erupțiile sunt tot *liniștite* și efectuate adesea tot *pe fisuri*, dar ele stau *sub controlul unor centre de emisie* care impun structuri vulcanice de tip central. Este vorba, ca formă, de un *con enorm*, dar cu pante extrem de mici, motiv pentru care a fost numit *vulcan-scut*. În plus, periodic apar *jeturi de lavă*, numite „fântâni arteziene de lavă", care nu reprezintă explozii vulcanice, ci proiecții locale cauzate de expansiunea bruscă a unor bule de gaze sau de presiunea hidrostatică. Sunt create unul sau mai multe cratere centrale, în formă de puț – *pitt-crater* – în care temporar se mențin *lacuri de lavă*. Perpendicular pe con apar însă și *fisuri*, care pot emite lavă, iar în lungul lor se formează și mici centre de jeturi (fântâni), ce pot construi *conulețe* de zgură sau de lavă.

Efuziunile de lavă iau formă de *pânze* ce curg pe pantele extrem de line ale conului (de fapt apar ca *platouri*), sau sub formă de *limbi axate pe văi*. Grosimea pânzelor atinge 10 m. Elementele de tip tephra și gaze sunt foarte reduse.

Se dau ca exemplu vulcanii **Kilauea** (Hawaii) și **Skjaldbreid** (Islanda), primul având dimensiuni enorme, este un gigant al Terrei, iar ultimul este foarte mic (1000 m, alții au doar 100 m).

3. **Curgerile de ignimbrite (cinerite)** se produc tot *pe fisuri*, dar cele mai multe realizate pe suprafața laterală a unui con; lavele sunt foarte vâscoase. La aceste lave procesul de suprasaturare în gaze și expansiunea acestora are loc aproape de suprafață. Fisurile fac să nu se creeze presiuni mari; ca urmare, *lipsește explozia* și *apare un nor fierbinte* din gaze și particule mici de magmă, formând o emulsie grea. Curgerile respective realizează *platouri de ignimbrite*. Așa cum s-a spus, se cunoaște concret o singură erupție de acest tip, cea a vulcanului **Katmai** (Alaska), 1912. Materialele s-au concentrat pe o vale, numită de atunci „Valea celor Zece mii de Fumuri", din cauza degajării de fumarole și izvoare fierbinți (vezi și „Ignimbritele").

4. **Tipul strombolian** se aseamănă cu cel hawaiian, în sensul că lava se scurge dintr-un singur crater, dar este mai vâscoasă (bazalte și

andezite), vulcanul mai restrâns şi cu pante mari. I se atribuie ca specific *permanenţa activităţii*. Aceasta constă în emiterea de *jeturi de lavă* la intervale regulate, din *lacul de crater*, menţinerea lavei în stare lichidă pe perioade foarte lungi de timp, prin *gaze permanente* care vin pe diferite deschideri. Pe lângă emisiile de *lave şi scorii*, acest tip de vulcani emite ritmic şi *vapori*. Au loc uneori şi *erupţii violente*, dar mici, care dau curgeri de lave; alteori se produc şi erupţii mici numai de gaze; există şi *faze de calm*, dar cu *activitate solfatariană*. Deasupra vulcanului străjuieşte un *nor alb*, semn că nu există expulzări de tephra. Ca tip a fost luat vulcanul **Stromboli** (insulele Lipari din Mediterana), cunoscut de veacuri ca „far al Mediteranei", datorită fântânilor de lavă (ce apar noaptea ca dâre incandescente roşii) şi „turnului" său de vapori albi. Se mai citează ca exemple: Particutin (Mexic), Izalco (El Salvador), chiar unele erupţii la Etna şi Vezuviu.

5. **Tipul vulcanian**, de la muntele **Vulcano** (insulele Lipari, la nord de Sicilia), care a dat şi numele activităţii vulcanice (după zeul roman al focului), este oarecum un subtip strombolian. Activitatea este *explozivă*, *craterul se umple cu lavă*, de obicei vâscoasă (andezitică), dar nu rămâne topită ca la Stromboli, ci se solidifică. Urmează, de aceea, *expulzarea explozivă*, sub forma unui *nor de tip ciupercă* (fig. 2). Explozii repetate (ca cele din 1888-90) pot avea loc chiar dacă crusta nu a închis total coşul vulcanic. *Norul este negru* (nu alb ca la Stromboli), fiind format dominant din piroclastite (cenuşe, blocuri, lapilli, puţine bombe). În nor apar *flăcări luminoase*, descărcări electrice, tunete şi din el au loc căderi torenţiale de *noroi*. Venirile de lavă sunt reduse. După un ciclu de erupţii, vulcanul intră într-o *perioadă de „somn"* (doarme). Unii autori consideră că erupţia Vezuviului (de lângă Napoli) din anul 79 (vulcanul vechi se numea Somma) a fost mai tipică (*Bullard*, 1976) decât la Vulcano.

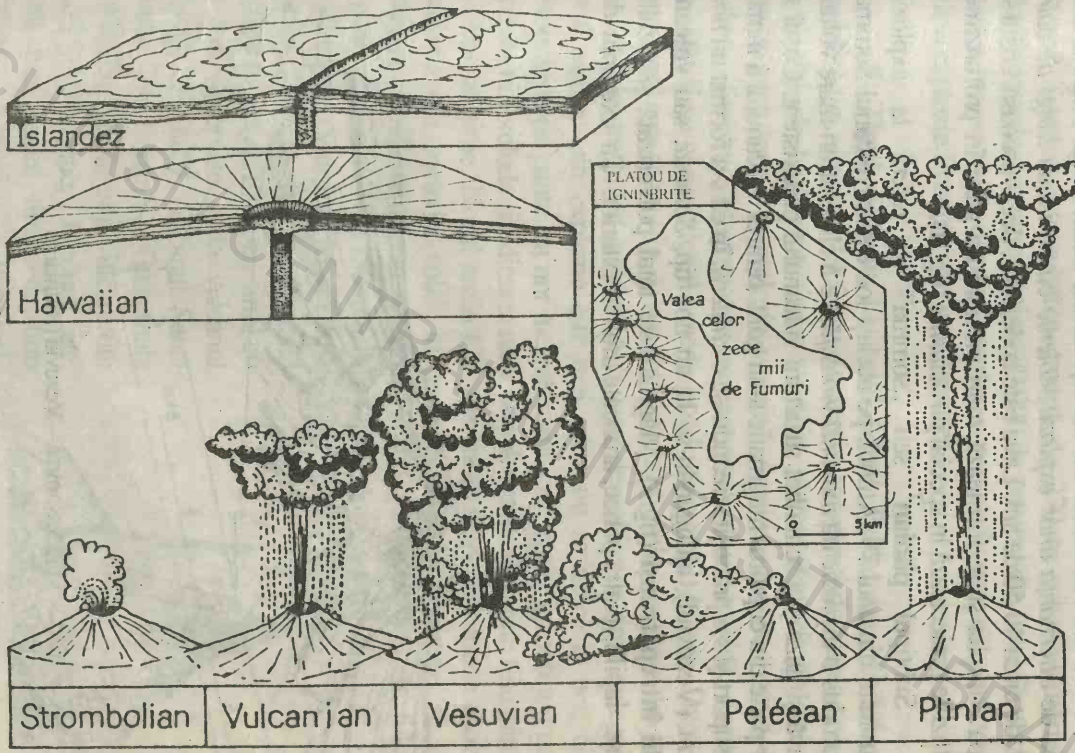


Fig. 2. Tipuri de vulcani (A. Goudie)

6. **Tipul vezuvian** (şi *plinian*) ia ca model erupţiile din ultimele două secole ale vulcanului cu acelaşi nume, situat lângă Napoli. Este vorba de *alternanţa unor explozii violente cu perioade lungi de calm total*, de circa 40-50 de ani. Lava este andezitică, deci vâscoasă, coşul se astupă complet şi se formează mari presiuni de gaze în profunzime. Exploziile proiectează în special *piroclastite* (fig. 2).

Subtipul **plinian**[7] sau „somma" se referă la explozia Vezuviului din anul 79. Atunci, pe acelaşi loc exista vulcanul Somma. S-a produs o *explozie de maximă violenţă*, ce a eliberat un mare volum de lavă şi gaze şi a schimbat structura vulcanului preexistent. Coşul şi chiar parte din cuptorul magmatic s-au golit, centrul vulcanului a rămas fără suport şi s-a prăbuşit, creându-se o *calderă*; în ea s-a format un *nou vulcan* (Vezuviul), ajungându-se la un nou tip, *Somma*, sau **vulcani dublii întrepătrunşi** (fig.3). Magma este total pulverizată şi rezultă cenuşe, lapilli, piatră ponce, aruncate mult în exterior. Ca exemplu de

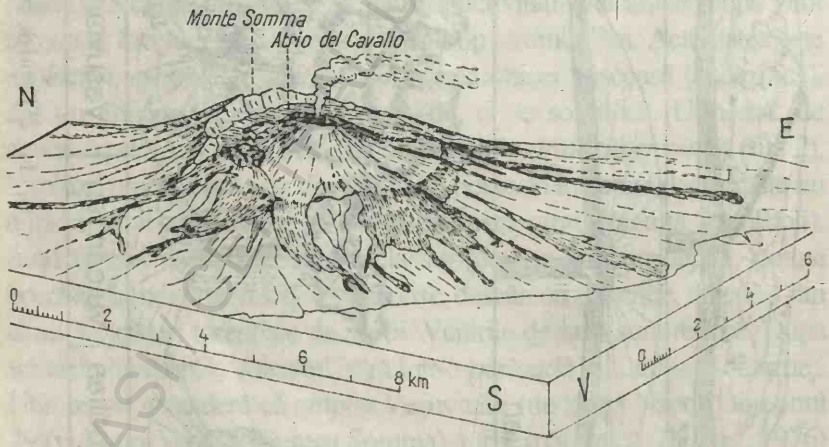


Fig.3. Somma – Vezuviu (Rittmann)

[7] După Pliniu cel Bătrân, mort în anul 79 pe Monte Somma.

erupție pliniană se mai citează și *Krakatoa* (1883), situat între insulele Java și Sumatera; aici a avut loc *cea mai puternică explozie din timpurile istorice*; a rezultat o groapă de 270 m sub nivelul mării, valurile oceanice au omorât circa 80.000 de oameni din insulele vecine, iar insula respectivă a dispărut aproape complet. Se pare că a fost vorba și de o explozie freatică (vezi mai departe).

7. **Tipul peleean** (vulcanul **Mont Pelée**, din Martinica – Antilele Mici, erupt în 1902) se caracterizează prin înfundarea coșului cu un *dop de lavă* (protuziune, ac, spin, pinten, *dom de protuziune*, cumulodom), printr-o explozie violentă, apariția unui *nor arzător* și avalanșe fierbinți. Magma este acidă, vâscoasă (andezitică, dacitică, riolitică) și se consolidează repede (total sau parțial) în coș. După un timp dopul este săltat (fig. 4) sau chiar expulzat de lava ce vine din jos și mai ales de presiunea gazelor. Aici, spre deosebire de tipul vulcanian, norul rezultat din explozie este mai greu, nu se ridică în aer, ci se rostogolește pe pante, ca nor incandescent, care emite încontinuu gaze. Aceasta nu exclude și ridicarea unor nori de materiale foarte fine până la 3-4 km înălțime. Norul arzător reprezintă o suspensie foarte mobilă, compusă din material solid, în parte incandescent, cenușe și gaze fierbinți, având o temperatură de circa 800° C; este străbătut de fulgere și poate avansa cu 100-150 m/s. În 1902 (8 mai) vulcanul Mt. Pelée a distrus orașul St. Pierre, omorând 29.000 locuitori. Explozii similare au fost observate și la vulcanul Merapi din Java, vulcanul Santa Maria din Insula Guatemala (1922-25), sau la unii vulcani din insulele Aleutine, Japonia etc. Sunt mai multe tipuri de nori arzători (vezi „Produsele vulcanice").

Fig. 4. Dopul săltat (acul) la Mont Pelée (A. Lacroix)

8. **Tipul cumulo-dom** (fig. 5 şi 6) apare în cazul lavelor foarte acide. Acestea fiind şi foarte vâscoase se solidifică repede chiar deasupra coşului pe unde au emis, formând local o proeminenţă cu pereţi abrupţi, numită de obicei *dom* sau *cumulo-dom* (dom de acumulare). Se mai folosesc şi termeni ca *protuziune* sau *toloid* (fig. 5 II). Domul poate creşte prin aport de lavă din interior (*dom endogen*); crusta de deasupra crapă şi prin fisurile formate pătrunde lavă; aceasta împinge vechea carapace, devenită blocuri, atât în sus cât şi lateral. Cu timpul, parte din dom, sau total, poate fi distrus prin explozie. În timpul creşterii unele coloane de lavă foarte vâscoasă se ridică sub formă de *spini* (fig. 5 III), *ace* sau *pinteni*; aceste forme se dezagregă uneori repede, creând grohotişuri la poala lor.

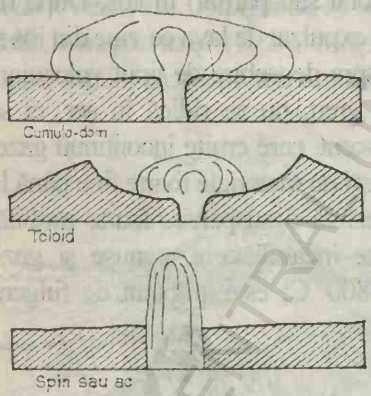


Fig. 5. Forme de extrusiune a lavelor acide (A. Goudie)

Fig. 6. Cumulodom, în cadrul unui vulcan din Java (C.A. Cotton)

Când lava ajunge fluidă la suprafaţă se realizează curgeri scurte peste cele vechi şi domul creşte spre exterior (*cumulo-domuri exogene*). Multe cumulo-domuri se formează chiar în craterul unor vulcani, ca în cazul vulcanului Galunggung din Java. Alte exemple de domuri: Zara în insula Ischia, Merapi în Java, Puy de Dôme în Franţa.

9. **Erupţii de gaze şi explozii freatice** (tipul *maar*) se caracterizează prin realizarea unor *cratere fără con* şi fără emisii de lavă

proaspătă. Antrenează în schimb sfărâmături de roci vechi şi, aproape totdeauna, în cadrul gazelor domină vaporii de apă. În unele cazuri, pe anumit fisuri formate în timpul unor cutremure ce preced explozia, pătrunde apă de mare care, în contact cu magma sau cu vapori juvenili, se vaporizează şi produce explozii (*explozii freatice*). Asemenea explozii sunt foarte puternice şi au fost numite **ultravulcaniene** (depăşeşte pe cea de tip vulcanian) sau erupţii *semivulcanice*. Erupţii freatice deosebite se cunosc la: Pematang Bata în Sumatera (1933), cu nori de vapori ridicaţi până la 2 km şi cu formarea a două cratere, apoi la Krakatoa (Indonezia) în 1883, precum şi la vulcanul Kilauea din Hawaii, în 1924. In acest ultim caz, nivelul magmei din crater a scăzut puternic şi în locul ei a pătruns apă; exploziile au durat 17 zile, urmate de prăbuşirea a peste 200 milioane m^3 de rocă din coşul golit (*Rittmann* 1967).

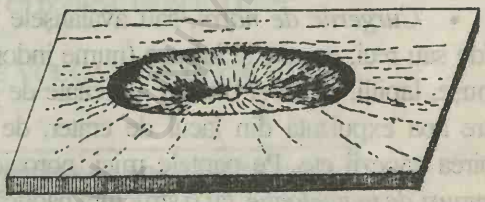


Fig. 7. Diatremă (Hole – in – the Ground – Oregon, S.U.A., schiţă după J. Green ş.a. 1971)

Există şi erupţii produse numai de gaze care străpung coşuri înfundate, sau le aruncă în exterior fără a expulza şi lavă. Se formează un coş şi un crater sau puţ de explozie, numite pe ansamblu **diatreme** (fig. 7). De astfel de conuri sau canale „explozive" se leagă apariţia unor roci numite „kimberlite", ce conţin diamante (Kimberley, în Africa de Sud). Se citează, mai recent, vulcanul *Bandai* din Japonia cu explozia din 1888; a debutat printr-un cutremur şi o coloană de vapori şi praf ridicată până la 1,3 km; au urmat apoi mai multe explozii şi un nor de praf înalt de 6 km; a apărut un crater în formă de potcoavă, lat de 2 km şi s-au format avalanşe de noroi cald. Ceva similar s-a produs, în 1840, la *Ararat* în Armenia.

În alte cazuri, masa topită ajunge până la stratele acvifere, unde evaporă apa instantaneu, explozia producând un crater sub nivelul reliefului, care se umple apoi cu apă. Astfel de cratere au fost numite

maar (după un nume local din regiunea Eifel, Germania). Situații similare se cunosc în statul Oregon (S.U.A.), la Big Hole, cu un crater de 2 km, apoi în Mexic, Masivul Central etc.

Explozii se produc și la trecerea unei curgeri de lavă peste un lac sau peste mlaștini, creând *pseudocratere* cum sunt cele din Islanda (Thorarinsson, 1951).

10. **Vulcanismul submarin și subglaciar** (vezi „Relieful subacvatic").

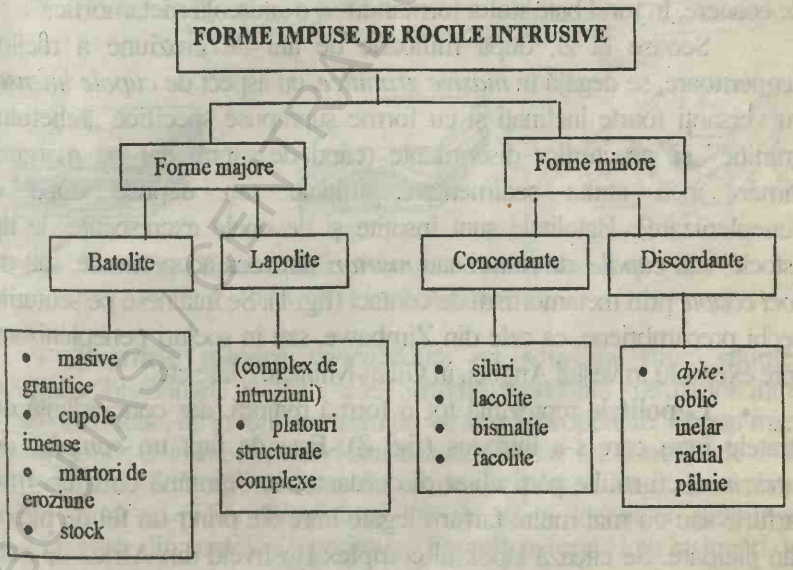
FENOMENE CARE ÎNSOȚESC ERUPȚIILE

Sunt multiple, prezintă aspecte spectaculoase și devin adesea periculoase.

- *Cutremurele* pot premerge erupțiile sau le însoțesc.
- *Curgerile de noroi*, sau avalanșele noroioase, sau de cenușe, calde sau reci, numite și **lahare** (nume indonezian), sunt compuse din cenușe, lapilli, scorii și blocuri antrenate de pe versanții vulcanului de către apa expulzată din lacul de crater, de către ploi de erupție, de topirea zăpezii etc. Pe pantele mici, noroaiele stagnează și formează *câmpuri de mameloane*, cu o structură haotică de tip morene. In Java un asemenea câmp se cheamă „Cele 10.000 de movile". Printre și pe mameloane apar *ravenări, conuri de împrăștiere*, iar câmpul din spate are *aspect piemontan*. Curgerile noroioase sunt periculoase; în Columbia, noroiul și lava vulcanului Nevado del Ruiz, în 1985, au făcut să piară 23.000 persoane. În Islanda topirea bruscă a gheții provoacă uneori *torenți* și chiar *râuri de noroi*.
- *Avalanșe incandescente și curgeri de grohotișuri* apar o dată cu ieșirile lavelor vâscoase, care se solidifică repede, iar prin comprimări bruște dau *blocuri*, ce se rostogolesc pe pante, uneori se amestecă cu lavă încă fluidă și curg rapid prin unele văi.
- *Prăbușiri și alunecări* se produc pe pereții calderelor, dar adesea sunt impuse prin activarea anumitor fisuri, prin schimbarea pantei de echilibru sau chiar prin infiltrarea lavei pe o fisură, unde pe moment poate juca rol de lubrefiant.

- *Lacurile de baraj*, realizate pe râuri barate cu piroclastite sau lave, când sunt străpunse produc inundații.
- *Valuri tsunami*, cum a fost cel din 1883, provocat de erupția Krakatoa (Krakatau), care a înecat, numai pe coastele Insulelor Sonde, 36.000 locuitori. Se formează și *unde de aer*.
- *Revărsările de tip jökullhlaup* (termen islandez) sunt realizate de o erupție sub gheață. Apa circulă intraglaciar și umple cavități, care se pot apoi goli brusc, cauzând catastrofe locale prin inundații.
- *Ploile cu cenușă* și *ploile de erupție*, ultimele provenind din apă juvenilă, produc întunecări bruște și căderea a mari cantități de apă.
- *Fenomene electrice*, sub formă de fulgere și tunete.
- *Fenomene optice și acustice* sunt date de unde sonore marcate de dilatări și comprimări în masa de gaze, care refractă diferit lumina, apărând *arcuri luminoase* ce pornesc dinspre crater.

ROCI ȘI FORME VULCANICE INTRUSIVE



Multe roci vulcanice se consolidează în interiorul scoarței. Ele s-au intrus pe diferite crăpături, între strate sedimentare sau în goluri dislocate forțat, în faze orogene sau în alte situații, când magmă, sau lave topite, sub formă de pungi, sunt supuse unor presiuni. Formele pe care le îmbracă depind de cantitatea de lavă, de structurile întâlnite, de presiune. Astfel, pot fi corpuri foarte mari, de sute de km, altele numai de câțiva km sau foarte mici. Ele se încadrează *concordant* în structurile preexistente, sau *discordant*.

Pentru economie, sunt importante deoarece conțin uneori anumite minerale. Pentru peisaj însă, și mai ales pentru relief devin importante numai după dezvelirea lor de către eroziune. Atunci se impun ca *forme structurale și/sau petrografice*.

- Cele mai mari asemenea forme sunt **batolitele** care au dimensiuni până la 150/1600 km.

De obicei sunt compuse din granite, intruse între roci metamorfice sau sedimentare, având poziție discordantă. Rocile sedimentare cu care vin în contact suferă un proces de metamorfism sau de coacere, în jurul batolitului formându-se o „aureolă metamorfică".

Scoase la zi, după milioane de ani de eroziune a rocilor acoperitoare, se degajă în *masive granitice*, cu aspect de *cupole imense*, cu versanți foarte înclinați și cu forme suprapuse specifice „reliefului granitic" și structurilor discordante (când deasupra, dar pe margini, rămân încă strate sedimentare, inițiale sau depuse după o peneplenizare). Batolitele sunt însoțite și de unele excrescențe de tip „stock" sau *cupole*, de resturi sau *martori* din roca acoperitoare, sau de *roci coapte* prin metamorfism de contact (fig. 1). Se întâlnesc pe scuturile vechi precambriene, ca cele din Zimbawe, sau în socluri peneplenizate, spre exemplu în vestul Angliei, în Gilău-Muntele Mare etc.

- **Lapolitele** reprezintă tot o formă majoră, dar concordantă cu stratele între care s-a introdus (fig. 8). Este de fapt un *complex de intruziuni*, cu multe părți chiar discordante, ce seamănă cu o enormă farfurie sau cu mai multe farfurii legate între ele printr-un fel de picior sau picioare. Se citează lapolitul complex Bushveld din Africa de Sud

cu o suprafață de 55.000 km^2. Când sunt descoperite se impun ca *platouri structurale complexe.*

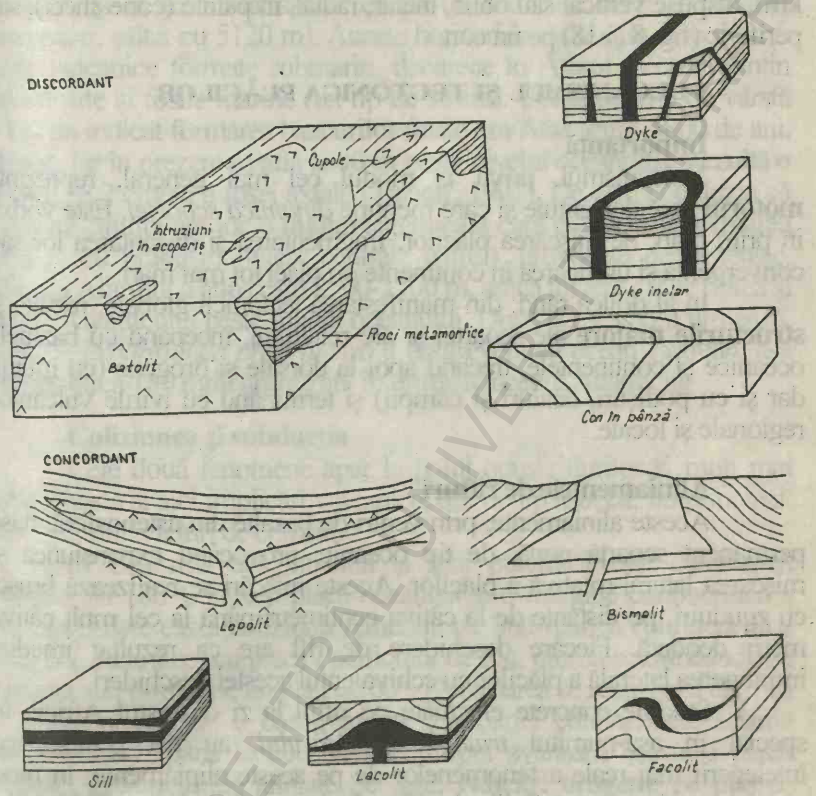


Fig. 8. Tipurile majore de intruziuni: concordante (jos), discordante (sus) (A. Goudie)

• **Formele minore** *concordante* cu structura sunt: silurile, lacolitele, bismalitele și facolitele. **Silurile** reprezintă intruziuni între strate orizontale, de grosimi extrem de variate. Decopertate, impun mici *suprafețe structurale*, *abrupturi* sau ziduri, *cascade* etc. **Lacolitele** apar ca o ciupercă ce bombează stratele de deasupra și se leagă de vechiul cuptor printr-un picior. **Bismalitul** este un fel de lacolit ce străpunge diapir o parte din stratele acoperitoare. **Facolitele** reprezintă insinuări de lavă între stratele cutelor de tip sinclinal sau anticlinal.

Formele minore *discordante* sunt compuse din tipuri variate de **dyke-uri** (zid, dig). Sunt forme laminare, subțiri și lungi (până la câțiva km), dispuse vertical sau oblic, inelar, radial, în pâlnie (cone sheet), sau periferic (fig. 8 și 18) pe un con.

VULCANISMUL ȘI TECTONICA PLĂCILOR

Importanță

Vulcanismul, privit la modul cel mai general, reprezintă **motorul** care dezlănțuie și care menține *dinamica scoarței*. Este vorba, în prim plan, de mișcarea plăcilor, fragmentarea și distanțarea lor sau convergența și unificarea în continente ori plăci tot mai mari.

In al doilea rând: din manifestarea tectonicii globale, rezultă și **structurile majore** ale scoarței și ale reliefului, începând cu bazinele oceanice și continentele, trecând apoi la dorsale și orogene (cu munți, dar și cu podișuri, dealuri și câmpii) și terminând cu ivirile vulcanice regionale și locale.

Aliniamentele de rifturi

Aceste aliniamente, prin veniri de bazalte din astenosferă, nasc permanent scoarță nouă, de tip oceanic, provocând expansiunea și mișcarea lateral-rotativă a plăcilor. Aceste mișcări se realizează brusc, cu zguduiri, pe distanțe de la câțiva centimetri până la cel mult câțiva metri deodată. Fiecare deschidere de rift are ca rezultat imediat împingerea laterală a plăcilor cu echivalentul acestei deschideri.

Studiile concrete efectuate pe riftul la zi din estul Africii, în special în așa-numitul *triunghi al Afarului*, au dat posibilitatea înțelegerii mai reale a fenomenelor de pe aceste aliniamente. In mod special s-a observat că fâșiile de rift se înalță ca efect al unor **boltiri din manta**. Tocmai pe acest *fond general de înălțare*, din care rezultă o **dorsală**, apar *distensii* ce produc **falieri** și **scufundări**, prin care se realizează **riftul** sau grabenul și pe care sunt emise lave din astenosferă. Aceste lave declanșează unul din motoarele tectonicii globale, în funcțiune pe o mare etapă.

Riftul Afarului, de exemplu, se naște în prezent pe uscat. El se încadrează unui aliniament mai mare. Marea Roșie – Estul Africii. În triunghiul respectiv (sau *Depresiunea Danakil*) au fost înregistrate, între anii 1963-1970, trei *smucituri* (H. Tazieff), unele cu victime omenești. Distanțările produse au fost însă de dimensiuni foarte mici, poate cel

mult de câțiva decimetri, nepermițând ajungerea magmei la suprafață. În axa riftului apar chiar **horsturi restrânse** ce se ridică cu câteva sute de metri (și în fosa Marianelor există un astfel de horst – masivul Ruwenzori, săltat cu 5120 m). Aceste horsturi în Afar s-au dovedit a fi insule vulcanice formate submarin, deoarece în Afarul Central conțin hialoclastite și fosile marine (un tip de stridii). Determinările de vârstă cu C_{14} au indicat formarea bancurilor fosile din Afar acum 5800 de ani, sub apă, iar în prezent se află la 80 m peste nivelul oceanului. Rezultă o ridicare de 2 cm/an a fosei axiale (Tazieff, 1992). De aici, concluzia că în arealul riftului are loc o **înălțare generală** care conduce la formarea dorsalei, cu prăbușiri relativ centrale (riftul), provocate de distensie. Înălțarea Afarului a atins cam 2500-3500 m, adică tot atât cât se ridică și dorsala Atlanticului peste fundul oceanului. După acest stadiu urmează, probabil, *expansiunea propriu-zisă* a unui eventual ocean Eritrean, așa cum, cu circa 180 milioane de ani în urmă, a început Atlanticul.

Coliziunea și subducția

Cele două fenomene apar la polul opus rifturilor și mult mai târziu. Există și aici implicări vulcanice, dar de tip asociat, nu principal. Sunt mai multe feluri de coliziune.

a) Cea mai des întâlnită și mai puternică este **coliziunea frontală** (la 180°), între o placă oceanică și o margine continentală a altei placi. Este cazul coliziunii Americii de Sud (partea continentală a plăcii SV-Atlantice) cu placa Pacificului de Est, ultima scufundându-se în manta sub prima, pe un plan de 60°. Deplasarea se realizează cam cu 10 cm/an și rezultă: o **comprimare** a scoarței continentale, **seisme foarte adânci** (până la 600 km) în timpul avansării bruște a plăcii subduse, **geosinclinale** aliniate pe fose, **ridicări orogene** pe pliurile marginei comprimate a continentului, **arcuri insulare** lângă fose și **vulcanism asociat**. Cazuri similare se produc și pe partea opusă a Pacificului, unde avansează, în prim plan, placa Asiatică. Este vorba de aliniamentul Curile, Kamceatca, Filipine, Indonezia. În această parte, între Japonia și China de Est, se înregistrează chiar *cele mai adânci focare de seisme*, deci cele mai joase frunți de plăci subduse și rămase încă în stare solidă, respectiv 720 km.

Pe aliniamentele de coliziune apare deci și **vulcanism asociat**, plasat atât în orogene, cât și în arcurile insulare de lângă fose. Acesta este *puternic exploziv*, deoarece lavele sunt mai diverse (decât bazaltul

arealelor de rift), mai bogate în siliciu, mai vâscoase, au mai mulți vapori de apă și gaz, cu temperaturi mai scăzute. Explicația constă în originea lavei, care poate fi: din fuziunea frunții plăcii subduse, din topirea unor părți ale păturii de tip granitic (din placa continentală, pe planul Benioff), din amestecul acestora cu magma bazaltică din manta.

Bombarea pliată a plăcii șariate, peste cea subdusă, realizează și *falieri* și fisurări în întreaga scoarță, pe care se insinuează lavă ce apare la zi (ca în Anzi). Chiar în părțile laterale ale foselor se conturează *aliniamente de distensie*, care conduc la fisurări, deși sub fose specifică este compresia. Și pe aceste fisuri urcă magme, construind **arcuri de insule vulcanice**.

După poziția lor, vulcanii din arealele de coliziune pot fi: *continentali* (ca în Anzi), *peninsulari* (în Kamceatca) sau *insulari* (în insulele de lângă fose).

b) Există și **coliziuni transcurente**, de alunecare longitudinală a plăcilor una lângă alta, dar în sens invers. Este cazul faliei San Andreas, din vestul Americii de N, cu o deplasare medie de 10-20 m/secol. Se citează cutremurul din 1906 (de la San Francisco), când s-a produs o smucitură de 7 m. Și în asemenea situații pot să apară vulcani.

c) **Coliziunea continent–continent** se produce foarte rar. Un exemplu este ciocnirea Indiei cu Asia. Aflată undeva mult în sud, India și-a început deplasarea acum circa 200 milioane de ani. Ambele fiind continentale, cu densitate mică, nu s-a putut scufunda nici una în astenosferă: în acest caz, India a început să pătrundă printre manta și baza Asiei, înălțând Himalaia, care în prealabil era un geosinclinal de convergență umplut cu sedimente și lave. Aici nu a apărut un plan Benioff, deci lipsesc cutremurele cu focar profund (sub 300 km), dar nu și cele cu focare medii, foarte puternice și ele (Tibet, Pamir, Kan-Su ș.a.).

d) **Coliziunile de tip ocean–ocean** sunt de asemenea rare. În acest caz însă, o placă se afundă, ca și în regiunile arcurilor insulare și începe să se topească la sub 600 km adâncime. Ca exemplu, se citează regiunea Noile Hebride sau insulele Fiji.

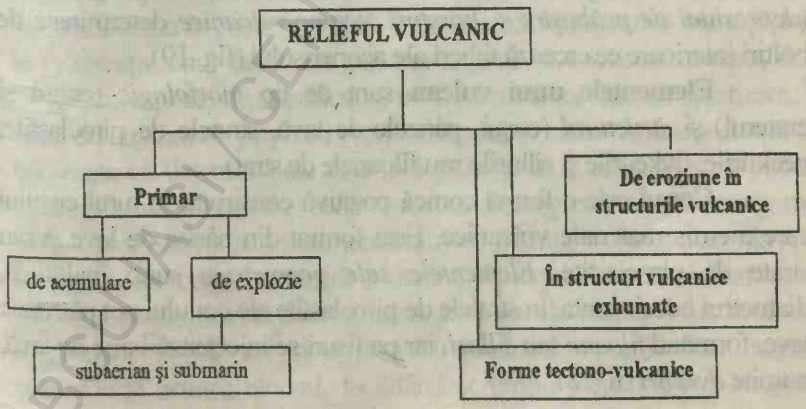
Partea a II-a

RELIEFUL VULCANIC PRIMAR

Există două mari categorii de relief: *vulcanic propriu-zis* (realizat de acumularea materialelor aduse şi depuse la suprafaţă de către procesele vulcanice) şi *relief de eroziune în structurile vulcanice.*

Relieful vulcanic propriu-zis (primar) se compune din *forme de acumulare vulcanică* şi *forme de explozie.* Acestea depind de vâscozitatea (chimismul) lavei, dar depind în mare măsură şi de faptul dacă procesul vulcanic se realizează *subaerian* (continental) sau *subacvatic.*

Totodată, apar şi anumite *structuri interioare* care atacate de eroziune impun *reliefuri structural-petrografice şi de eroziune.* Uneori aceste ultime forme sunt tratate la „reliefurile structurale"; pentru unitatea evolutivă a reliefului impus de vulcanism, le vom trata la relieful vulcanic.



BCUCLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În prealabil însă cunoașterea structurii vulcanice (*aparatul vulcanic*) este necesară atât pentru explicarea cauzală a reliefului primar, cât și pentru cel ce se va realiza ulterior prin eroziune.

VULCANUL SAU APARATUL VULCANIC (EDIFICIUL VULCANIC)

Acesta are două părți: una superioară – suprastructura sau **vulcanul** propriu-zis și **domeniul subvulcanic** sau infrastructura (fig. 9).

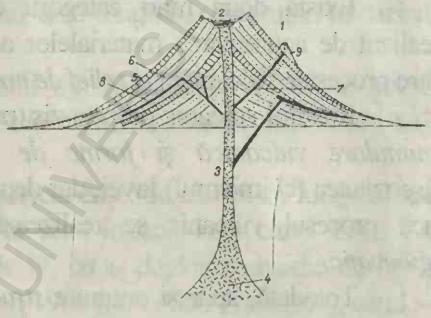


Fig. 9. Aparat vulcanic de tip central: 1 – con, 2 – crater, 3 – canal de alimentare, 4 – rezervor magmatic, 5 – curgere de lave, 6 – strat de piroclastite, 7 – dyke, 8 – sill, 9 – con adventiv

1. **Suprastructura** (vulcanul)

Se realizează prin două tipuri de activități: centrală (când se impun **conuri** vulcanice sau vulcani propriu-zișI) și fisurală sau lineară (apar **platouri** vulcanice). Există și **forme tectono-vulcanice** (*depresiuni de prăbușire* și *horsturi tectono-vulcanice* determinate de boltiri interioare ce creează falieri ale acoperișului (fig. 19).

Elementele unui vulcan sunt de tip *morfologic* (conul și craterul) și *structural* (coșul, pânzele de lavă, stratele de piroclastite, neckurile, dykeurile și sillurile sau filoanele de strat).

- **Conul** este o formă conică pozitivă construită în jurul coșului care a emis materiale vulcanice. Este format din pânze de lave și/sau strate de piroclastite. *Elementele sale geometrice* sunt: înălțimea, diametrul bazei, panta. În stratele de piroclastite ale conului pot pătrunde lave, formând *filoane* sau *silluri*, iar pe fisuri se injectează lame de lavă, numite *dykeuri* (fig. 8).

• **Craterul** este o formă negativă, de con gol cu vârful în jos, plasată pe vârful conului şi deasupra coşului. Uneori, în crater staţionează un *lac* de lavă, cu nivel variabil în timp; nivelele staţionare imprimă *trepte circulare* sau mici terase concentrice. Când are pereţii abrupţi (formaţi prin prăbuşiri interioare) se numeşte *pitt-crater* (crater-puţ). Diametrul craterelor este de 1-800 m, luându-se ca limită maximă 1,6 km (1 milă), după care, obişnuit, rezistenţa interioară cedează (presiunea hidrostatică nu mai menţine vârful conului) şi au loc prăbuşiri, formând aşa-numitele **caldere** (MacDonald, 1972).

• *Canalul de alimentare* sau **coşul** reprezintă un conduct cilindric sau elipsoidal, cu lungimi de mai mulţi km în interior, prin care lava urcă din rezervorul magmatic (vatră sau cuptor) către exterior. Spre bază se lăţeşte puternic. Dacă lava s-a consolidat, el apare ca un stâlp, numit *neck*. Există şi canale secundare, care dau neckuri secundare, iar la exterior formează conuri mici, „parazitare".

2. **Infrastructura** (domeniul subvulcanic)

Infrastructura vulcanului se compune din unul sau mai multe **cuptoare magmatice** (rezervor, vatră, cameră) dispuse de obicei pe verticală. Magma subcrustală pătrunde spre suprafaţă prin falii. Aceste fisuri, dacă se umplu cu magmă, se lărgesc mult în partea de jos, formând *cuptoare intracrustale*. La rândul lor, în partea superioară, se pot transforma în *coşuri*, pe care magma urcă la suprafaţă (sunt plasate la intersecţia unor falii), sau pot lua naştere *cuptoare secundare*, de-a lungul unor plane de stratificaţie, motiv pentru care devin aplatizate. În afară de *cuptoarele pe fisuri* (verticale) apar şi altele *de discordanţă*. Se bănuieşte că discordanţele cele mai propice în acest sens sunt plasate între soclurile cristaline şi sedimentar, unde magma poate pătrunde mai uşor. Grosimea mare a sedimentarului nu permite boltirea acestuia spre în sus, ci, din contră, coboară cristalinul în locul magmei ridicate, care prin compresie devine foarte fluidă. În plus, de obicei *cristalinul este fragmentat în blocuri* şi o dată cu procesul de coborâre, magma pătrunde şi printre blocuri, facilitând schimbul de poziţie al magmei

(care trece ca un mare rezervor deasupra blocurilor cristaline) cu cristalinul (care coboară). Apar astfel mari cuptoare magmatice localizate în special pe grabene. Din aceste *cuptoare primare* se pot forma şi altele mai mici, ca apofize ale acestora, respectiv de-a lungul discordanţelor stratigrafice sau pe falii. Ele îmbracă aspect de *silluri* sau *filoane* (fig. 10), iar, uneori, când sunt mai aproape de suprafaţă, împing şi boltesc stratele în sus, luând formă lenticulară, de *cuptor lacolitic*. Cuptoarele respective se prelungesc sau nu cu coşuri care emit periodic lave.

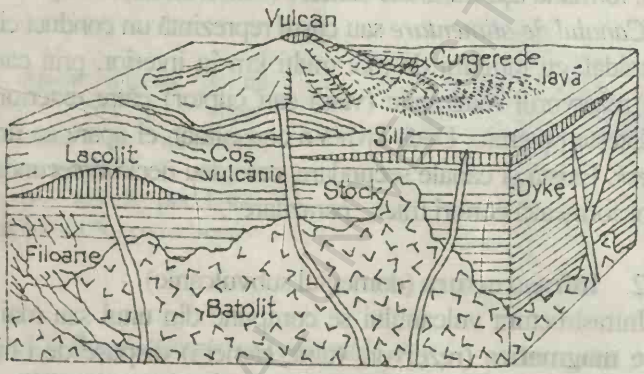


Fig. 10. Corpuri vulcanice consolidate în interiorul scoarţei şi forme extrusive (Strahler)

Cercetările geofizice indică adâncimea camerelor magmatice între 2-80 km. De exemplu, cuptorul Vezuviului este la minus 5 km, cel al vulcanului Bezâmianâi (Kamceatka) la 60-80 km, cele din Hawaii la 20-50 km etc.

După consolidare, magma din cuptoare păstrează totuşi mult timp temperaturi de până la 600° C, ceea ce condiţionează formarea unor **soluţii postmagmatice**. Acestea migrează către suprafaţă apărând la zi fie în zona vulcanică, fie în exterior. Componenţii soluţiilor se pot separa şi depune la diferite niveluri. De exemplu, componenţii metalici se depun, adesea sub formă de filoane, chiar în domeniul subvulcanic.

Când lavele din cuptoare nu sunt evacuate prin coşuri, ele se

pot răci lent intracrustal şi dau **corpuri plutonice** sau subvulcanice. Cele mai mari, care pot atinge zeci de mii sau chiar sute de mii de km^3 se numesc **batolite** (fig. 1 şi 10), cele mici lenticulare sunt **lacolite** etc. (vezi „Roci şi forme ...").

RELIEFUL DE ACUMULARE

Fenomenul de bază în construcţia reliefului vulcanic de acumulare îl constituie *curgerea de lavă* (fig. 5, 11). Formele complexe rezultate din curgeri sunt conurile şi platourile. Primele sunt realizate de erupţii centrale, iar secundele de cele lineare.

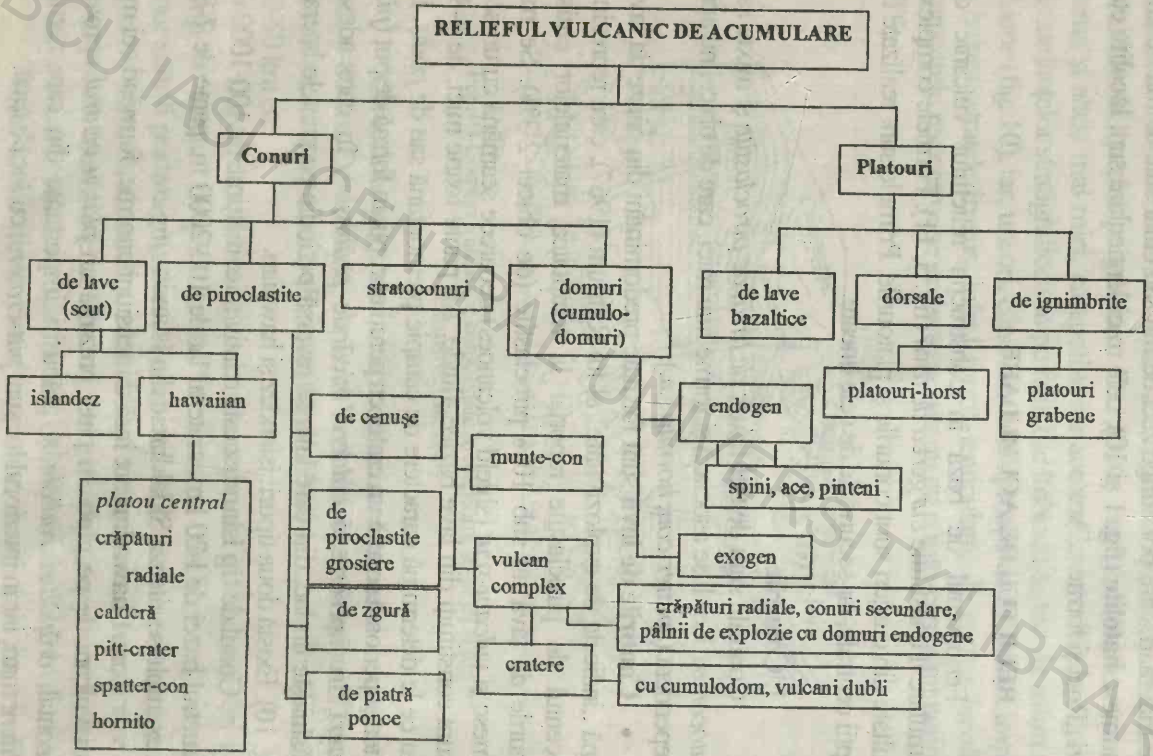
1. **Conurile**

Conurile sunt de trei feluri: *de lavă*, *de piroclastite* şi mixte sau *stratoconuri*. Lor li se asociază şi forme mai mici, care de obicei nu apar independent (*spatter-con*, *hornito* ş.a.).

- **Conurile de lavă** sunt formate predominant din pânze da lavă. După „indicele de explozivitate" al lui Rittmnn (1967), care reprezintă procentul de piroclastite raportat la totalitatea materialelor emise, conurile de lavă au sub 10% piroclastite (de obicei 2-3%). Se mai numesc şi *vulcani-scut* (shield volcanoes) deoarece seamănă cu un scut şi sunt constituiţi din lave bazice, fluide. Au pante foarte mici, de 4-8°, ceea ce le determină caractere de câmpie piemontană sau de *podiş*. La partea superioară se află un crater cu pereţi abrupţi, în formă de puţ (*pitt-crater*), în fapt este o *calderă mică de prăbuşire*, în care adesea sălăsluieşte un lac, din care lava se revarsă periodic pe pantele laterale (fig. 10). Există doua tipuri: islandez şi hawaian.

Conul de **tip islandez** este relativ mic: înălţime de 100-1000 m, diametrul bazei de l-20 km, craterul lat de 100-2000 m, pante de 7-8°. Ca exemplu se citează Skjaldbreid din Islanda.

Conul **hawaiian** are însă dimensiuni enorme, formând cei mai mari vulcani de pe glob. În plus, prezintă un *platou central* aproape orizontal, *crăpături radiale* şi prăbuşiri importante din care rezultă *caldere* mari, iar în interiorul lor sunt *pitt-cratere*, cu *lac de lavă*.



BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Vulcanul Mauna Kea din Hawaii are baza pe fundul oceanului, cu diametrul de 400 km, înălțimea totală 10.000 m (4206 m peste ocean) și panta 4-6°, dar platoul de vârf e orizontal. Este *cel mai înalt munte* de pe Pământ. Coloana sa de magmă, din coșul vulcanic, impune o presiune hidrostatica enormă care depășește *capacitatea morfologică*[8] a vulcanului și apar crăpaturi radiale ce schimbă structura edificiului. Pe aceste fisuri se creează *șiruri de conuri mici* și zgure, iar uneori și pit-cratere mai mici.

Între formele mici asociate acestor vulcani și care apar întâmplător se remarcă unele conuri mici și foarte mici (câțiva metri), ca *spatter-cone* (termen englez) și *hornito*. Primul este un con mic rezultat dintr-o explozie locală sau un jet local de lavă, din care se formează bombe discoidale (plăcinte sau zgure sudate) care, căzând încă în stare plastică, se sudează într-un con cu pante abrupte. Hornitourile, care sunt și mai mici, iau naștere pe suprafețele lavei, din explozii locale de gaze eliberate brusc prin răcire. Termenul de hornito este întrebuințat uneori pentru spatter-con (Rittmann, 1967).

- **Conurile de piroclastite** rezultă din explozii (nu din curgeri) și lave acide, materialele cazând sau rostogolindu-se pe panta conului. Au dimensiuni reduse și sunt de obicei asociate (parazitare) unor vulcani mari de tip strombolian sau vulcanian. Panta lor este mare și adesea uniformă (30-40°); au și o accentuată simetrie radială. Pot fi *conuri de cenușe* (cu crater mai larg), *conuri de piroclastite grosiere* (cu crater mic și cilindric), *conuri de zgură*, de *piatră ponce* (triată în timpul căderii). La noi se poate vedea un con de piroclastite lângă Tușnad, în Munții Harghitei.
- **Stratoconurile**, în fapt cei mai „clasici" vulcani, sunt formate din alternări de curgeri de lave și strate de piroclastite depuse în urma unor erupții succesive și mixte de tip strombolian, vulcanian, vezuvian,

[8] Capacitatea unei forme vulcanice de a se extinde prin noi activități fără ca modelul structurii sale să sufere vreo schimbare (Rittmann, 1967). De exemplu, un cumulo-dom, care printr-o explozie este distrus parțial sau total, depășește capacitatea morfologică.

peléean. Structura poate fi simplă sau complexă. *Structura simplă* apare la vulcanii mici; rezultă un **munte-con**, cu pante concave uniforme (10-30°), cu crater adânc în vârf şi o stratificare de lave şi piroclastite, primele predominând în părţile superioare iar piroclastitele spre bază.

Structura complexă se realizează în timp prin creşterea vulcanului, când apar *crăpaturi radiale* cu erupţii laterale, cu *conuri parazitare* (adventive, secundare) de zgură, sau conuri de cenuşe şi lapilli (când magmele sunt relativ vâscoase), sau pâlnii de explozie, ce pot avea în interior *domuri endogone* (când lava este vâscoasă). Între stratele conului se injectează *filoane* radiale, *silluri* şi chiar *lacolite*. Când sunt demolate de eroziune, pot apărea asemenea structuri la zi sub formă de *neckuri* şi *dykeuri* radiale, inelare etc.

Craterele acestor vulcani complecşi sunt în schimbare; se lărgesc şi se adâncesc la explozii; se umplu apoi cu lavă sau cu prăbuşiri din pereţi, cu cumulo-domuri etc. Ca exemplu de modificare esenţială structurală se citează erupţiile din 79 ale vulcanului Somma, a cărui golire a dus la o puternică prăbuşire, cu formarea unei caldere în care apoi s-a construit *Vezuviul* actual; este recunoscut ca un stratovulcan compus sau *vulcani dubli*, întrepătrunşi. Exemple: Stromboli, Etna, Vezuviu, Fuji-Yama ş.a. Se apreciază că 99% din edificiile vulcanice actuale submarine sunt de acest tip.

- **Domurile**[9] sunt boltiri mici, cu pereţi abrupţi, fără crater, care rezultă din erupţii de lave acide, de tip peléean. Se mai numesc şi cumulo-domuri sau *cumulovulcani* (fig. 6). Există mai multe tipuri (vezi „Tipuri de erupţii", „tipul cumulo-domuri"). Materialele domurilor se dezagregă repede şi sunt des împrăştiate de exploziile gazelor acumulate sub ele.

2. Platourile vulcanice

Platourile rezultă din erupţii line de lave bazaltice pe fisuri (vezi erupţiile de tip islandez). Curgerile periodice dau strate oarecum orizontale, de grosimi variabile, 1-15 m, rar peste 100 m (Rittmann,

[9] Numele de dom nu este indicat pentru vulcanii-scut, folosit de Strahler ş.a.

1967). Între strate pot exista urme de sol fosil. Grosimea totală a stratelor de lavă poate atinge 2000-3000 m, iar în Islanda se crede că atinge 5000 m. Văile care se adâncesc în astfel de platouri formează nenumărate trepte, de unde şi denumirea de **trappe**.

Singurul platou de lavă activ (fisurile sunt încă funcţionale) pare a fi cel *Thulean*, compus din mai multe fragmente: Islanda, Scoţia, Groenlanda, insulele Făr Öer şi Jan Mayen, care şi-a început activitatea în eocen (D. Rădulescu, 1976). Şi platourile de bazalt din Arabia şi Etiopia par să nu fie total stinse. Mari platouri sunt şi în Patagonia, Dekkan (India), Columbia-River (S.U.A.), sudul Braziliei, Manciuria, Siberia Centrală ş.a. Cel mai mare platou bazaltic este *Dekkan*, de 260.000 km^2.

Dorsalele oceanice sunt de fapt asocieri de platouri de tip islandez, cu veniri de lave pe rift şi pe falii transformante. Acestea din urmă impun praguri sau *platouri horst*, *platouri grabene* (sau bazine), *abrupturi de falii* etc. (vezi şi „Relieful subacvatic").

Platourile de ignimbrite (vezi şi „curgerile de cinerite") au grosimi de sute de metri şi extinderi imense. Pe suprafaţa lor apar *depresiuni* mari formate prin tasări. Au fost recunoscute astfel de platouri în Armenia, în nordul Noii Zeelande, Platoul Yellowstone (S.U.A.) etc. (vezi şi „Produsele vulcanice ... Ignimbritele").

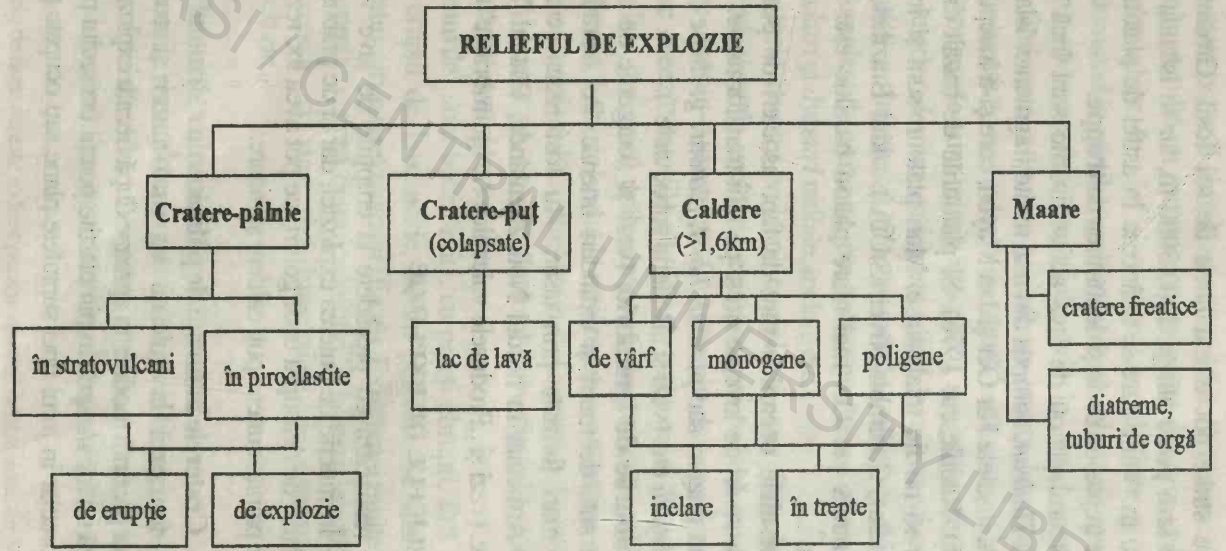
RELIEFUL DE EXPLOZIE

Se realizează cu precădere la erupţiile de lave vâscoase, cu multe gaze. În funcţie de puterea exploziei, dar şi de prăbuşirile (create de subsidenţele de deasupra unor goluri) ce pot avea loc rezultă: cratere în formă de pâlnie, cratere-puţ, caldere şi maare.

1. **Craterele în formă de pâlnie**

Se formează la vulcanii cu stratoconuri şi cu conuri de piroclastite şi prezintă modificări aproape după fiecare explozie. De multe ori păstrează un *lac de apă*. În piroclastite pereţii craterului pot fi abrupţi şi dispuşi circular în jurul unei suprafeţe plane sau ocupate parţial de un dom.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Ulterior exploziei, craterul evoluează uneori rapid prin prăbuşiri ale unor părţi din pereţi, alunecări, torenţi sau mici iviri de lave ce dau domuri.

Unii autori împart acest tip de crater în două subtipuri: *craterul de erupţie* (crater mic situat în vârful unui con mare) şi *craterul de explozie* (explozii puternice urmate de lave puţine sau care chiar lipsesc; în această categorie sunt incluse uneori şi maarele – vezi mai jos; de obicei aceste cratere nu au formă tipică de pâlnie).

2. **Craterele-puţ** (pitt-crater)

Apar numai pe vulcanii-scut (hawaiian), au pereţi verticali (fig. 11), deoarece rezultă nu prin explozie, ci prin prăbuşirea crustei consolidate a lavei bazaltice. Se mai numesc şi *cratere colapsate* (collapse craters). Puţul respectiv păstrează periodic un *lac de lavă*, ce oscilează mult ca nivel sau chiar dispare. La Manua Loa (Hawaii) „Lacul focului veşnic" poate oscila cu 200 m în 5-6 ore, din cauza complexelor legături, prin diferite conducte, pe care le are către cuptoarele magmatice. În mod excepţional se cunosc cratere-puţ şi în Africa, la Kilimandjaro.

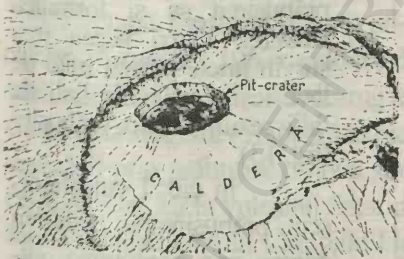


Fig. 11. Caldera Kilauea, cu pitt-crater, Hawaii (J. Green ş.a.)

Fig. 12. Calderă – Crater Lake, Oregon (E. Raisz)

În unele tratate este delimitată categoria de *cratere de subsidenţă* (subsidance craters) cu două tipuri: cratere mici (pitt-crater sau cratere colapsate) şi cratere mari (caldere).

3. Calderele[10]

Sunt *depresiuni vulcano-tectonice* rezultate în urma unor erupții de tip central (hawaiian sau conuri de lavă și stratovulcani). Au formă elipsoidală, circulară sau festonată, pereții abrupți (fig. 12) și diametrul de minimum 1 milă (1,6 km – MacDonald) și până la 70 km lungime și 45 km lățime (Bloom, 1978). Începând cu diametrul de 1,6 km structura interioară, de obicei, nu mai rezistă și se prăbușește (MacDonald, 1972).

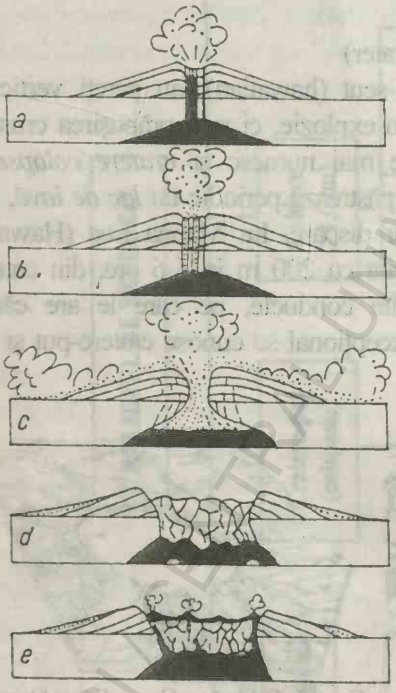


Fig. 13. Stadiile de formare a unei caldere (H. Williams)

Fenomenul de apariție a calderelor este considerat a interveni în stadiul de bătrânețe a unui vulcan, ca o reîntinerire temporară. *Mecanismul* formării calderelor este următorul: au loc explozii, apoi înfundări ale coșului, urmate de explozii și mai violente, după care coșul se lărgește și se golește, uneori afectând și partea superioară a cuptorului; rezistența edificiului vulcanic se reduce brusc, urmează prăbușirea sa și formarea calderei. După aceea mai survin unele erupții mici de lave ieșite pe noile linii de falii rezultate din prăbușire (fig. 13).

În cazul vulcanilor-scut, prăbușirea se realizează adesea prin contopirea pitt-craterelor din platoul de vârf, dar și în lungul fisurilor principale.

[10] *Caldera* = căldare (span.). Noțiunea a fost definită prima dată în Insula La Palma din Canare, dar ulterior caldera respectivă s-a dovedit a fi de eroziune.

Ulterior, caldera se umple în parte cu lavă ieşită din faliile marginale de prăbuşire, dar şi cu mici conuri de zgură.

La stratoconuri, conturul peretelui calderei este semicircular, foarte rar circular. În aceste caldere apar totdeauna vulcani. De exemplu, Vezuviul care a început să funcţioneze de acum circa 12.000 ani. Pe la 1200 î.Ch. îşi încheie un prim ciclu prin formarea unei caldere, în interiorul căreia se construieşte vulcanul Somma. În anul 79 şi acesta explodează, se formează o nouă calderă, în care se ridică Vezuviul. La noi este cunoscută caldera Fâncel-Lăpuşna, din Munţii Gurghiului, în interiorul căreia s-au format apoi două conuri (D. Rădulescu şi colab., 1964), (fig. 52). Vulcanii noi se ridică la periferie sau/şi în partea centrală a calderei, uneori depăşind ca înălţime marginile acesteia.

Există cazuri, foarte rare, când caldera stratoconurilor este numai de explozie, nu şi de prăbuşire.

Dintre marile caldere actuale se citează: Aso-San din insula Kyushu-Japonia de 26/16 km, insula Santorin (Mediterana), Island Park Caldera (Idaho, S.U.A.), Tarso Yega (Tibesti – Ciad), Krakatoa. Se pare că cele mai mari caldere sunt asociate cu structuri masive de ignimbrite, care le acoperă, ca cele din Yellowstone, Colorado, New Mexico (MacDonald, 1972; Bloom, 1973).

După formă şi geneză au fost deosebite mai multe tipuri de caldere (*Rittmann*, 1967): **caldere de vârf** (cratere uriaşe somitale la un stratovulcan, dar care nu distrug conul iniţial ca la Monte Somma), **caldere monogene** (o singură explozie, dar puternică, ce distruge conul, realizând prin prăbuşire o nouă structură, o calderă mai mare, similară celor de vârf, ca la vulcanul Santorin, caldera Thera), **caldere poligene** sau „festonate", ca în Câmpiile Flegreene de lângă Napoli; aici, pe o calderă de vârf a unui stratovulcan au apărut, mult mai târziu, explozii marginale creând o serie de vulcani mai mici, ce au lărgit festonat vechea calderă; totodată, pe noile crăpături s-au născut peste 50 de vulcani mici (Monte Novo este cel mai recent); complexitatea a crescut şi prin compartimentarea în blocuri a acoperişului cuptorului magmatic, ce a dus la ridicări sau scufundări locale (ridicarea de la Pozzuoli), dar şi

din cauza unor falii regionale ca cea dintre Ischia şi Apenini, pe care s-a scufundat partea de SE a calderei, ajungând în golful Napoli sub mare.

După formă, se cunosc şi **caldere inelare**, cu con la mijloc şi o depresiune netedă şi circulară în jur, numită „atrio" (după Atrio del Cavallo de la Vezuviu, fig. 3); depresiunea poate cantona un lac şi conul devine o insulă, ca la Crater-Lake (fig. 12) din Oregon - S.U.A., sau Lago de Vico din Italia. Sunt şi **caldere în trepte**, adesea dispuse circular (în Munţii Manengouba din Camerun).

4. **Maare-le** (vezi şi „Erupţii de gaze ...")

Sunt puţuri sau excavaţiuni sub nivelul reliefului din jur, rezultate din explozii de gaze sau şi freatice *fără veniri de lave* (fig. 14).

Fig. 14. Maar în regiunea Eifel (Germania)

De cele mai multe ori se umplu cu apă şi formează lacuri, ca în regiunea Eifel (Germania). Se mai numesc **cratere gazoase** sau **cratere freatice** (Ed. Suess). În unele cazuri se depune un val de brecii sfărâmate din coşul erupţiei şi apare mai bine craterul. Când erupţia este mai slabă se formează numai un canal de perforare (un puţ), numit **diatremă**, sau „vulcani embrionari" (W. Branca). Aceştia se cunosc în Jura Suabă şi în deşertul de la E de Cairo. Brecia din acest coş se cimentează adesea prin soluţii hidrotermale; astfel de soluţii feruginoase au format, în nisipurile de lângă Cairo, *„tuburi de orgă"*. În S.U.A. a circulat şi numele de **criptovulcani** pentru unele forme larg-circulare existente în roci sedimentare (fără urme de materiale vulcanice), crezându-se că au fost create de explozii de gaze. Mai recent, acestea sunt considerate cratere meteorice foarte vechi.

Lavele prind repede o crustă şi se solidifică. Există totuşi lacuri de lavă ce se menţin timp îndelungat, îndeosebi în puţurile-crater ale vulcanilor-scut. Primul asemenea lac permanent de lavă a fost descoperit în 1823, la vulcanul Kilauea din Hawaii. El a dăinuit până în 1924, când a dispărut. După 1959 erupe însă frecvent realizând lacuri de lavă, dar care se păstrează cel mult până la 1-2 ani. Lacuri similare sunt cunoscute şi pe Manua Loa (Hawaii), precum şi în Africa în craterul vulcanului Nyragongo (Congo) şi al vulcanului Nyamuragira, sau la Erta'Ale (Muntele care fumegă) din triunghiul Afar. Un astfel de lac de lavă a fost descoperit din avion şi la Erebus în Antarctica. Deci, este vorba nu de lacuri efemere, ci de acelea care dăinuie câţiva ani sau câteva decenii. Cel din Nyragongo supravieţuieşte, de exemplu, din 1928.

Lavele unei erupţii obişnuite se încheagă relativ brusc sau în câteva zile. Pentru lacurile în care lava se menţine fluidă explicaţia constă într-un transfer continuu de căldură, deci şi de magmă topită. Această magmă, care este încă bogată în gaze, vine probabil prin convecţie şi înlocuieşte lava degazeificată de la suprafaţa lacului, care s-a şi răcit relativ prin iradiere de căldură în exterior. Lava degazeificată şi puţin răcită devine mai densă şi coboară. Unii autori bănuiesc, ca posibil, un transfer de căldură numai pe calea gazelor ce părăsesc magma progresiv, ajungând spre suprafaţă încă foarte calde. Oricum, oscilaţiile, pe care le suferă în timp nivelul lacurilor de lavă, indică legături de tip vase comunicante cu bazine în care magma se menţine topită. De aici se transferă continuu căldură şi în lacul ce apare ca un ochi la suprafaţă. Ca urmare, nu se poate vorbi de o anume adâncime a acestor lacuri, ci numai de anumite nivele.

Din când în când suprafaţa lacului bolboroseşte, dovadă a venirii de magmă de dedesubt, dar uneori prinde şi o pojghiţă pe diferite areale. În acest ultim caz pojghiţa se menţine puţin timp, adesea câteva minute sau câteva ore până ce curenţii convectivi se activează din nou şi o sparg, preluând-o în mişcări sub forma unor blocuri moi de rocă plastică, până ce dispare. Alteori se creează o rocă ciuruită de bulele de

gaze care au dispărut brusc în procesul degazeificării, un fel de piatră ponce. Menținerea unei astfel de cruste conduce la izolarea lavei de sub ea, care nu mai poate radia căldură. În anumite cazuri, mai ales când nivelul lacului începe să scadă, poate rămâne o *terasă inelară* sau o *poliță* pe care te poți apropia (în costum de azbest) de ochiul lichid al lacului. Temperaturile la care lava se acoperă cu o peliculă plastică sunt sub 1000° C; de la circa 900° începe solidificarea, iar crusta propriu-zisă de pe margini se menține adesea la circa 600° C.

Trebuie arătat că această pojghiță sau crustă este mult diferită de carapacea formată la curgerile obișnuite de lavă. La curgere carapacea este groasă, apare destul de rapid și uneori se sparge prin contractare bruscă. În cazul lacurilor este vorba de o pojghiță plastică, de sloiuri de rocă plastică sau, cel mult, de o piatră ponce, ca un burete.

Între lacurile de lavă care au fost studiate direct pot fi menționate cele de pe vulcanul **Kilauea** (Hawaii), unde există și un observator vulcanologic deosebit de bine dotat, și cele de pe vulcanul-scut **Erta'Ale** din triunghiul Afar. Acesta din urmă a fost cercetat de H. Tazieff în 1967, 1969 și 1971. Aici există două ochiuri de lavă în cadrul calderei. Vulcanul se află într-o zonă de *deșert maxim* (latitudinea de 13-14° S), în sudul unei *câmpii toride de sare*. Baza vulcanului este la minus 120 m sub nivelul mării, cu craterul ridicat la plus 500-600 m. În zonă nu există nici un pic de apă, temperatura la umbră se ridică la 50-60°C, iar în dogoarea soarelui și a vulcanismului solul indică peste 200° C. În preajma lacului se adaugă, în plus, iradierea lavei. De la pereții craterului se întinde *o pojghiță de sticlă casantă* (de bazalt) pe care se poate merge cu precauție până la marginea unui areal circular, prăbușit ca *un puț*, de 400 m în diametru. În fundul acestui puț, la adâncimea de 50-60 m (nivelul însă variază în timp) se observă lavă lichidă. Descrierea făcută de Tazieff este, aproximativ, următoarea: culoare auriu-stacojie, *fântâni clocotitoare* care sparg pojghița în formare, la lumină lacul apare cu un luciu metalic, gazele uneori ies cu putere șuierând asurzitor și aruncând *bulgări de lavă* închegată care apoi recad în lac; partea acoperită de crustă are, din loc în loc, orificii pe care

izbucnesc urlând gaze ca pe un *horn (hornito)*, iar alteori deasupra lor se ridică *mici conuri (hornito)* formate din lave sudate. La o anume altitudine se găsește *terasa inelară*, indicând un vechi nivel al lacului.

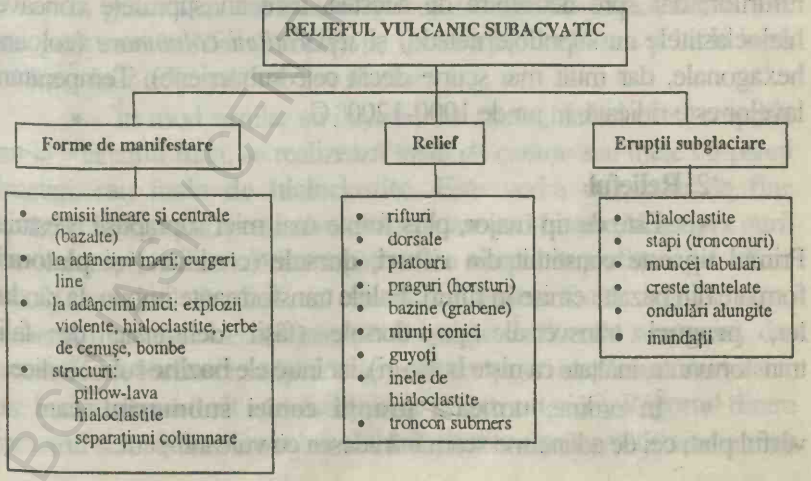
RELIEFUL VULCANIC SUBACVATIC

Născut sub apele mărilor și oceanelor, acest relief **este mai uniform** datorită omogenizării impusă de apă proceselor vulcanice.

1. Formele de manifestare

Sunt deosebite de cele subaeriene, din cauza contactului magmei cu apa, ca și a presiunii coloanei de apă. Aceasta din urmă devine atât de puternică în adâncuri încât echilibrează energia erupției de magmă. Cam de la 2000 m adâncime, în jos, nu mai are loc nici degazificarea magmei, nici formarea vaporilor de apă. Ca urmare nu pot avea loc explozii și **magma se scurge foarte lin.**

Emisiile sunt *lineare* (în zonele de expansiune, de rift), sau *centrale* (în diferite alte structuri tectonice, inclusiv în arcurile vulcanice insulare din zonele de subducție). Cele din urmă au posibilitatea să crească în înălțime și atunci manifestările ajung în noi condiții de presiune, chiar subaeriene (insule sau regiunea Afar din Africa).



La adâncimi mai mici ale apei, sigur mai sus de minus 200-300 m, gazele din magmă se degajă, iar lava, în contactul cu apa, impune formarea vaporilor de apă. Se produc **explozii mai violente** decât pe uscat, din cauza vaporizării instantanee a apei la anumite nivele (în funcție de cantitatea de lavă, presiunea acesteia etc.). Au loc *fenomene de autoalimentare a exploziilor* pentru un anumit interval de timp. Prin producerea bruscă de vapori de apă apare *un plus de energie cinetică*. Exploziile produse de vapori au loc adesea în serii, formând continuu bucățele de lavă și realizând **hialoclastite** (pe uscat aceeași lavă dă naștere la curgeri și nu la vapori explozivi), respectiv produse fine similare cu cele care pe uscat provin din exploziile provocate de gazele eliberate brusc din magmă. Sfărâmarea în apă are loc prin producerea și explozia vaporilor de sub fiecare fragment de lavă, care apoi se repetă (vezi „Hialoclastitele"). Când erupția este aproape de suprafață, țâșnesc în exterior *jerbe întunecate de cenușe*. Cu cât gura de emisie se ridică mai spre suprafața apei sunt azvârlite și elemente grosiere, chiar *bombe*.

Materialele emise sunt, în genere, *bazalte*, sărace în siliciu și mai bogate în fier, magneziu și calciu. Ca structură, apar: *pillow-lava*, hialoclastite (sfărâmături sticloase pulverizate la explozii, de tipul tufurilor, dar spre deosebire de acestea, care au suprafețe concave, hialoclastitele au suprafețe netede) și *separațiuni columnare* (coloane hexagonale, dar mult mai scurte decât cele subaeriene). Temperatura lavelor este ridicată, în jur de 1000-1200° C.

2. **Relieful**

- Este de tip major, plus forme mai mici suprapuse acestuia. Primul tip este constituit din **rifturi**, **dorsale** (cordiliere) și **platouri**, formate din bazalte emise în rifturi. Faliile transformante impun, la rândul lor, **praguri** transversale pe dorsale (fâșii delimitate de falii transformante, înălțate ca niște horsturi), iar între ele **bazine** suboceanice.
- În ordine, urmează **munții conici submarini**, care au vârful plat; cei de adâncime seamănă adesea cu vulcanii-scut.

• O categorie aparte o formează tipul **guyot** (numele unui cercetător). Este un munte tronconic, uneori mic, dar alteori poate avea înălțimi de 2000-3000 m. Seamănă cu o farfurie uriașă întoarsă. De pe suprafața plată superioară a acestora au fost dragate hialoclastite, interpretate inițial ca pietriș (sedimente) de tip litoral. Li s-au dat trei explicații. Prima, aceea de foste insule vulcanice abradate de valuri, la diferite niveluri, și deci retezate de „terase" marine. Ulterior au coborât tot mai jos sub apă, o dată cu expansiunea și scufundarea fundului bazinului oceanic. A doua explicație ar fi o formă inițială, sau primară, născută la adâncimi, teșită somital prin crearea unui echilibru, în timpul formării sale, între presiunea hidrostatică și tendința de creștere a conului. Mai recent, H. Tazieff (1991) consideră guyoții ca forme tectonice născute de obicei la mari adâncimi, în care erupțiile au durat, cu întreruperi, mulți ani, și-au putut muta ușor gura de emisie, dar în final și-au astupat craterul fie prin curgeri noroioase pe versanții interni, fie cu ultimele erupții. Nu se exclude posibilitatea ca unii guyoți să fi fost retezați de abraziune și apoi scufundați în timp, asemenea scufundări fiind dovedite, de exemplu, de un foraj în atolul Eniwetoc, ce a indicat o grosime de 1200 m de corali. În ambele cazuri însă (atol și guyot) poate fi vorba și de o ridicare a nivelului oceanic.

În general, nu se cunosc guyoți la adâncimi mici, dar a fost descoperit unul în Afar (Etiopia), pe uscat, înalt de 400 m și lat la bază de 1 km, sigur ridicat de sub ape marine.

• În mod similar cu guyoții, dar numai atunci când erupțiile sunt la adâncimi mici, se realizează *inele de cenușe* sau inele cu pereți dantelați, sau **inele de hialoclastite**. Este vorba de materiale fine expulzate la explozii, peste nivelul apei, care cad în cerc, deasupra gurii care le-a emis. Acumulările depășesc cu timpul suprafața apei, dând naștere unui inel (în fapt un crater), cu contur foarte regulat și cu diametru mai mare decât craterele obișnuite. Înălțimile sunt mici, dar pantele foarte înclinate, iar pe ele se produc curgeri noroioase sau șiroiri, care le dantelează (atât spre interior cât și spre exterior). Raportul dintre diametrul și înălțimea (conului) de hialoclastite este cu atât mai mare cu

cât stratul de apă de deasupra gurii de erupție este mai subțire. Acest raport oscilează, după H. Tazieff, între 4/1 până la 10/1, în timp ce la conurile subaeriene de hialoclastite este de circa 1/1. Un astfel de inel, azi cu aspect de crater, cu lac, a fost identificat în depresiunea Afar, ieșită nu demult de sub ape marine (fig. 15). Dacă în regiune bate un vânt relativ permanent, inelul ia contur asimetric.

• Când erupțiile se produc sub ape ceva mai adânci, așa fel că cenușile azvârlite în aer cad permanent sub suprafața mării, se creează un **troncon submers**. Acesta are la început crater, care însă se umple cu curgeri noroioase de pe versanți, vârful conului devenind plat.

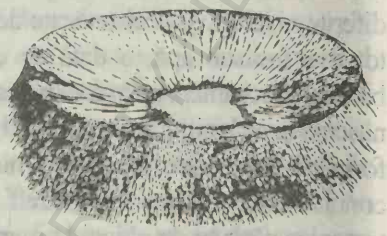


Fig.15. Inel de hialoclastite – Erta 'Ale – Etiopia (H. Tazieff, 1972)

• **Insulele vulcanice** reprezintă vulcani conici crescuți până deasupra nivelului mării. Ele pot fi temporare sau permanente. În cadrul lor se produc sau s-au produs explozii subaeriene, cât și hidroexplozii, precum și emisii de: lave, cenușe, lapilli, blocuri, uneori chiar nori arzători (un nor inelar bazal, care se lărgește lateral prin rostogolire (nu se ridică în sus). Fiecare insulă este și **un edificiu vulcanic**.

2. **Erupțiile subglaciare**

În special cele care au loc sub calote se manifestă *similar cu cele subacvatice*. Sunt tipice, în prezent, cele din Islanda. Erupția topește gheața, creează apă, care blochează explozia. Se realizează **hialoclastite** prizoniere sub gheață, ce se depun pe marginile edificiului care le-a expulzat. La *emisiile de tip central* se formează **tronconuri** similare guyoților, craterul lor astupându-se cu materialele ultimei erupții sau cu avalanșe; în Islanda se numesc **stapi** sau *table-mountains*. Sunt dealuri sau **muncei tabulari**, compuși din hialoclastite acumulate în apele topite sub calota glaciară a cuaternarului mediu, calotă dispărută după glaciar. Inițial s-au format goluri aproape cilindrice sau cupolare,

rezultate din topirea gheții la gura coșului. Acestea au fost umplute cu hialoclastite sau pillow-lava. Pereții sunt verticali, partea superioară e teșită, dimensiunile reduse (fig. 16).

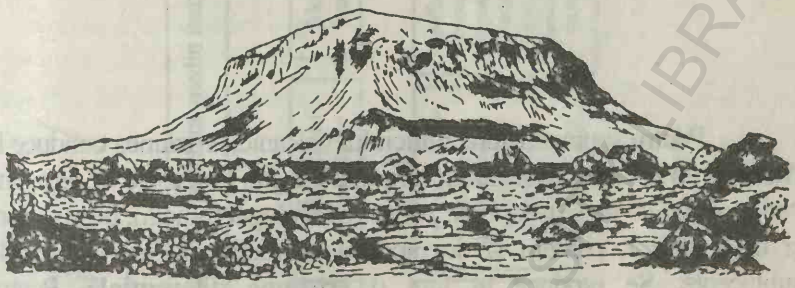


Fig. 16. Monticol tabular sau „stapi", Islanda (H. Tazieff, 1972)

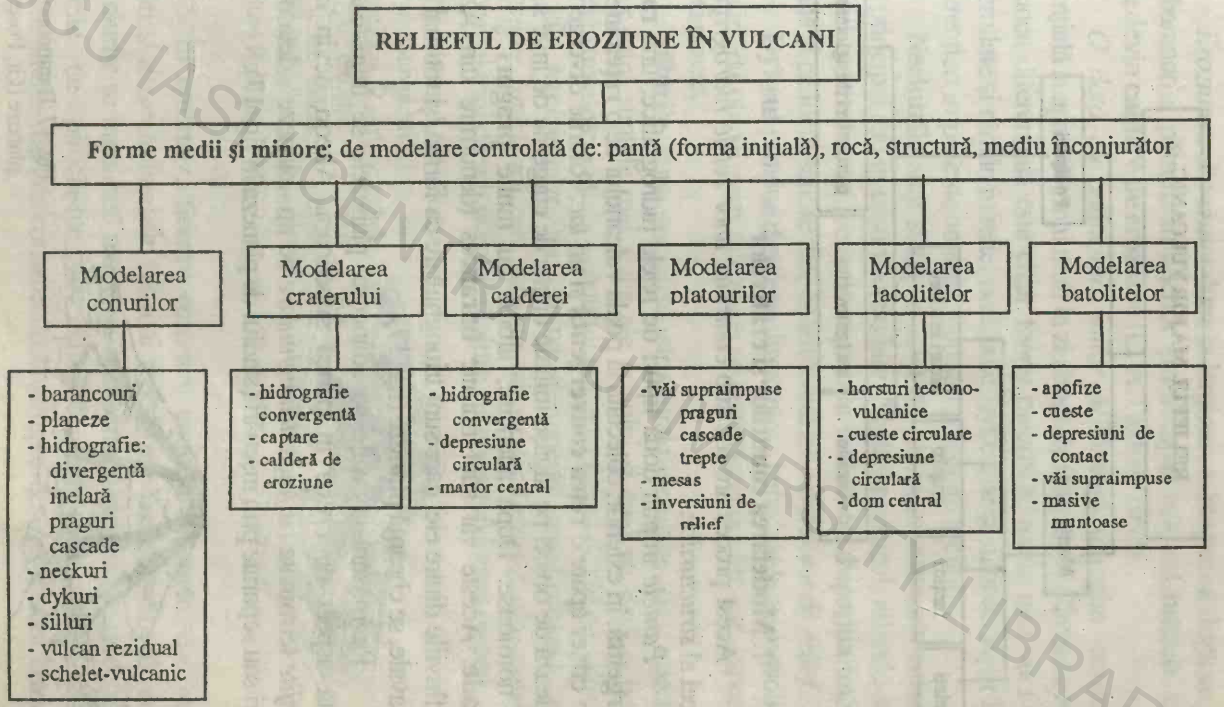
În Islanda au existat și *erupții fisurale* (Islanda cade pe riftul Atlanticului); pe acestea – tot sub calotă și apă de topire – s-au format **creste dantelate** (*serrate ridges*), niște ziduri înalte de câteva sute de metri și lungi de km sau zeci de km, compuse din tufuri. Gheața se topea în lungul fisurii, iar de-o parte și de alta rămâneau pereți de gheață între care se depuneau zidurile de hialoclastite. Materialele erupțiilor de același tip (fisurale) suboceanice se împrăștie larg în apă și nu dau decât unele *slabe ondulări alungite*.

BCU IAȘI / CENTRUL DE CERCETĂRI

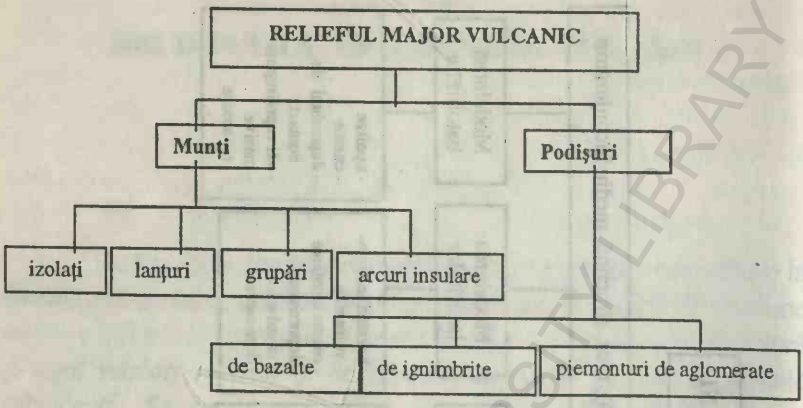
RELIEFUL DE EROZIUNE ÎN VULCANI

Pentru suprastructura edificiului vulcanic, eroziunea conduce la **demolarea** acesteia, derulată în timp îndelungat. Procesele de eroziune sunt *controlate de sistemele de pantă* (morfologia inițială), de structură și tipul rocilor, precum și de raportul cu rocile din jur și cu cele subiacente. Se produce în fapt o **eroziune diferențială**. Pentru structurile subvulcanice eroziunea înseamnă mai întâi scoaterea lor la zi și apoi o adaptare pe structură și roci.

- **Forma inițială** reprezintă adesea elementul hotărâtor al evoluției ulterioare, ea controlând în bună parte și influența rocilor, structurilor și raportul cu geologia suprafețelor vecine. În mare, ne putem rezuma la trei categorii de forme inițiale: *conurile*, *calderele* și *platourile* (inclusiv suprafețele mărginașe ale unor conuri, formate din pânze de lave sau piroclastite dispuse aproape orizontal).
- Cât privește **roca**, influența acesteia depinde de agent, climat etc. De principiu însă *lavele* sunt mai rezistente ca *piroclastitele*, *cenușele* se saturează rapid în apă și sunt ușor spălate, *depozitele grosiere* și foarte poroase absorb apele de ploaie și rezistă uneori (când sunt cimentate) chiar mai mult ca lavele.
- **Structurile** sau suprapunerea stratelor de durități diferite, modul cum un strat protejează sau nu un altul etc., conduc la apariția unui sau unor *schelete interioare* și la o gamă de *forme structurale*.
- În *raport de* **mediul geologic înconjurător** se observă două situații. Față de rocile sedimentare din jur, cele vulcanice sunt de obicei mai rezistente și, ca urmare, structurile lor rămân mai înalte. În schimb, în arealele cu roci metamorfice sau plutonice aparatele vulcanice sunt estompate morfologic.



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



1. Modelarea conurilor şi craterelor

Acest proces are loc sub *controlul unor reţele hidrografice* şi sub cel al *structurilor.*

Pantele impun două tipuri de reţele hidrografice, una **radial-divergentă**, în exterior, colectată la poala vulcanului de o **reţea inelară**, iar în crater apare o **reţea convergentă** şi un *lac.* Râurile divergente se instalează de obicei pe făgaşe iniţiale create de curgerile de lave sau de cele noroioase. După adâncire, albiile au multe **praguri** şi chiar **cascade**. Aceste văi sunt numite **barancos** (denumire din Azore). Interfluviile dintre ele, care sunt triunghiulare ca formă, şi tot mai plate spre avale, se cheamă **planeze** (fig. 17).

Pe măsură ce văile se adâncesc, planezele se îngustează şi capătă aspect de *creste* în partea superioară. Alteori devin *culmi rotunjite* terminate cu *faţete triunghiulare* de tip „planeze", detaşate ca umeri sau separate prin înşeuări (stadiul de planeza în fig. 17).

Fig. 17. Barancouri şi planeze (Gr. Posea)

Eroziunea din crater duce la lărgirea sa, în special după ce râul unui baranco a pătruns în interior şi i-a captat apele. Craterele astfel lărgite devin **caldere de eroziune** (C. A. Cotton, 1952).

O dată cu adâncirea văilor acţionează din plin eroziunea diferenţială şi apare tot mai mult la zi structura internă. În climatele aride eroziunea diferenţială este chiar foarte puternică, rocile moi sunt mai uşor erodate şi rămân în relief neckurile, dykeurile şi sillurile. Apar însă, şi diferenţieri impuse de anumite falii sau de natura rocilor.

Neckurile sunt stâlpi de lavă sau de piroclastite cimentate în coşul principal sau în coşuri secundare. Neckul principal, aflându-se pe mijlocul craterului, se iveşte la zi numai o dată cu dispariţia totală a aceştuia şi pe locul său; se zice că s-a realizat o *inversiune de relief*.

Dykeul provine din dezgolirea unor „lame" de lave consolidate pe fisuri, de obicei perpendiculare pe suprafaţa conului; are aspect de zid sau perete.

Sillurile sunt suprafeţe structurale rezultate din injectarea lavelor între stratele mai slabe ale conului şi care au deci o poziţie paralelă suprafeţei iniţiale a conului; pot avea formă de *zid circular* (fig. 18), sau *semicircular*, sau formă de *cuestă semicircular*ă, cu o *depresiune interioară* care este un fals crater (rezultat din eroziunea rocilor mai moi de sub platoşa sillului); ele conservă forma de con.

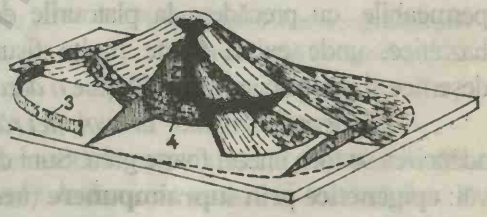


Fig. 18. Sistemul de filoane într-un stratovulcan: 1 – sill interstratificat, 2 – dyke radial, 3 – dyke circular, 4 – dyke conic (cone sheet), 5 – dyke oblic sau periferic (peripheral); după Rittmann 1962)

În amănunt, **fiecare con are evoluţie proprie**, dar se pot urmări şi *anumite modele*: cel mai repede evoluează stratovulcanii, în care râurile se instalează mai uşor, îndepărtând elementele piroclastice; conurile de piroclastite se conservă mai mult timp, datorită permeabilităţii rocilor; conurile de lave, care de obicei sunt bazice şi

deci cu pantă mică sunt demolate de asemenea ceva mai greu. În final, orice con atinge stadiul de **vulcan rezidual** și apoi pe cel de **schelet vulcanic**.

2. **Modelarea calderelor**

Se face foarte repede de către șiroire și rețeaua hidrografică, ducând la lărgirea lor într-o *depresiune* cu contur mult diferit de cel inițial. Bineînțeles, forma circular-închisă este știrbită, în timpul exploziei sau prin captare, dispărând chiar raporturile dintre forma prezentă și vechea structură vulcanică. Se poate menține însă *rețeaua hidrografică convergentă*, uneori cu sectoare locale de cerc (care au mulat marginile compuse ale calderelor poligene) și cu ocolirea vechilor conuri interioare nivelate ulterior. Ca exemplu se poate da caldera Fâcel-Lăpușna din Munții Gurghiului (fig. 53).

De altfel, ca și în cazul conurilor, **hidrografia divergentă** sau *stelată* a unor locuri rămâne uneori singurul element care mai trădează vechea structură vulcanică.

3. **Modelarea platourilor**

Este similară cu a platourilor structurale tabulare. De obicei, modelarea lor *depinde mult de climat*, deoarece rocile sunt foarte permeabile, cu precădere la platourile de ignimbrite, dar și la cele bazaltice, unde există foarte multe fisuri și diaclaze. În climatele deșertice și periglaciare se dezlănțuie *o dezagregare puternică*.

Elementul diriguitor al evoluției rămâne totuși văile, chiar dacă adâncirea se face uneori foarte greu. Sunt de semnalat două categorii de văi: **epigenetice prin supraimpunere** (trec din strate mai moi în altele mai dure), sau văi ce se instalează pe foste interfluvii (unde apare roca sedimentară, mai moale, sau unde stratele de erupții sunt mult mai subțiri), creând de la început **inversiuni de relief**, cu o evoluție ulterioară mai rapidă. Văile epigenetice au *trepte* multe, *praguri*, chiar *cascade*. Între văi rămân *interfluvii plate*, dar cu trepte. O dată cu atingerea profilului de echilibru văile se lărgesc, apar multe văi

secundare ce fragmentează interfluviile; între izvoarele lor rămân înşirate platouri tot mai mici, ca martori de eroziune, cunoscute în Mexic sub numele de **mesas**.

4. **Lacolitele**

Fiind iniţial mai aproape de suprafaţă, determină boltirea şi falierea stratelor de deasupra lor, realizând **horsturi tectono-vulcanice** (fig. 19). Ulterior acestea evoluează pe sistemul reliefurilor faliate (de blocuri) până eroziunea ajunge la lacolit. În continuare, se impun stratele sedimentare din jur, respectiv cele mai dure, dând **cueste circulare**; la baza acestora se degajează o **depresiune circulară**, iar pe centru un fel de „**dom**" din roca vulcanică a lacolitului. După înlăturarea totală a sedimentarului apare *altă generaţie de forme*, specifice rocilor din care este realizat lacolitul cu structurile sale.

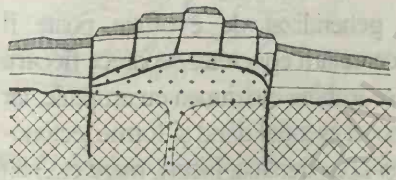


Fig. 19. Horst tectono-vulcanic

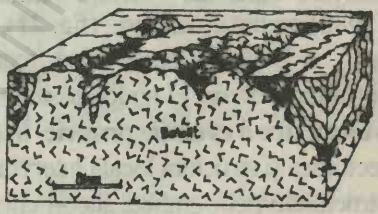


Fig.20. Batolit scos la suprafaţă prin eroziune (după Longwel ş.a.)

5. **Batolitele**

Intră în jocul evoluţiei morfologice numai când sunt descoperite de eroziune (fig. 20). Suprafeţele lor sunt mult mai mari şi deci mai variate, cu falieri şi cu multe sisteme de *apofize* apărute pe vechi fisuri sau falii din rocile acoperitoare. De principiu, şi aici se pot forma **cueste**, dar mai ales **depresiuni de contact**, precum şi **văi supraimpuse**. Pe roca batolitică propriu-zisă se dezvoltă un *relief specific petrografiei* şi structurii sale; în multe cazuri, batolitele devin **masive muntoase** care rezistă mult, în raport de nivelarea regiunilor limitrofe.

6. Ciclul evolutiv al reliefului vulcanic

Aplicând conceptul davisian al ciclului eroziunii, o serie de geomorfologi (Emm. de Martonne, J.Chardonnet, A. Strahler ş.a.) au formulat generalizarea unui „ciclu al eroziunii vulcanice". Acesta este înţeles în două moduri:

a) cele trei stadii: de tinereţe (*vulcan în activitate*, cu pante uniforme „conice", când eroziunea este în plină activitate, dar nu are un rol esenţial în forma vulcanului); de maturitate (când s-a impus *fragmentarea radială* prin barancouri, apar planeze, iar apoi inversiunile de relief, neckurile şi dykeurile) şi stadiul de bătrâneţe (nivelarea totală a conului, rămân o *reţea inelară* şi unele *neckuri* şi *dykeuri mici*);

b) fazele ciclului sunt numite într-un mod adecvat tipului de activităţi, dar şi tipurilor de relief vulcanic: stadiul de *vulcan activ*, *adormit*, *stins* şi de *fragmentare prin barancouri*, stadiul de *inversiune a reliefului* vulcanic şi *stadiul de distrugere totală*. D.C. Ollier (1988) stabileşte patru stadii: *vulcan neerodat*, vulcan în *stadiul de planeze*, *martori* vulcanici (vulcani reziduali) şi *schelet* vulcanic. A. Goudie (1988) separă cinci stadii (fig. 21).

Desigur, acest mod foarte generalizat de evoluţie poate fi formulat teoretic. El nu foloseşte însă cercetării concrete, deoarece **fiecare vulcan are o evoluţie proprie**. În ea se îmbină eroziunea cu erupţiile, iar tectonica şi structura locală intervin uneori esenţial dând şi forme tectono-structuralo-petrografice; alteori clima şi apa (freatică, lacuri, mare etc.) au un rol principal în evoluţie etc. Ca urmare, fiecare vulcan a avut propria sa evoluţie şi propriile sale stadii, iar unele generalizări, pentru a avea şi acoperire în realitate, se pot face numai regional sau pe anumite tipuri de vulcani (vezi „Relieful de eroziune în vulcani").

7. Tipuri de regiuni şi unităţi vulcanice

Geologii deosebesc regiunile vulcanice după raportul cu tectonica (regiuni vulcanice *de expansiune*, de subducţie sau *de orogen* şi *regiuni fierbinţi*) sau după tipul de roci predominante (*pacific*, *atlantic*, *mediteranean*, *de tranziţie*). Fără a neglija tipizările geologice, care influenţează şi forma externă, geomorfologii se referă în primul rând la relief şi disting două tipuri de regiuni vulcanice: *munţi şi podişuri* (J. Chardonnet, 1955 ş.a.).

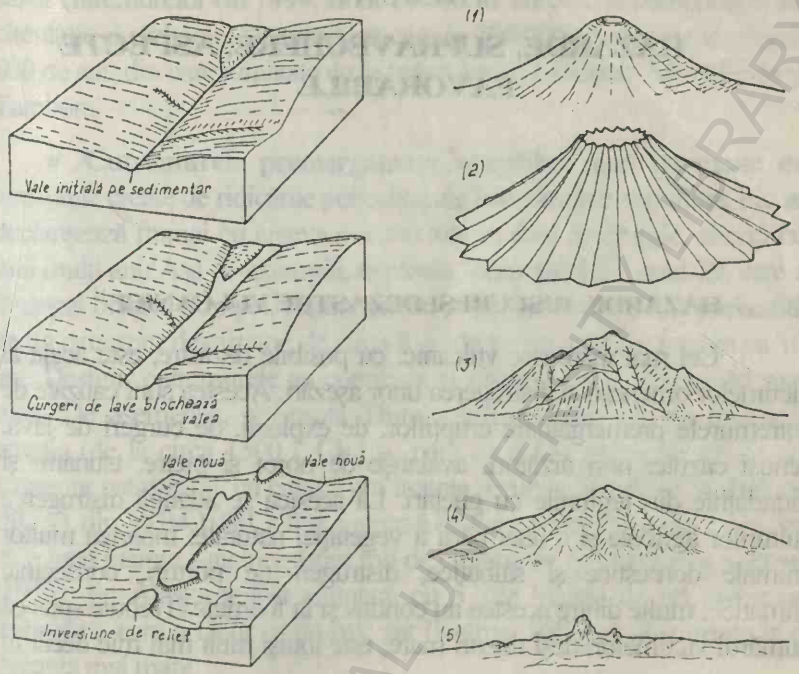


Fig. 21. Evoluția reliefului posterupție: stânga – stadiile evoluției unei văi ocupată de o curgere de lavă până la inversiune de relief; dreapta – stadiile de evoluție ale unui vulcan: 1. con intact, 2. con tip „parasolar" (instalarea eroziunii lineare), 3. stadiul de planeză, 4. vulcan rezidual, 5. vulcan schelet (A. Goudie)

Munții pot fi *izolați* (de obicei stratovulcani, cum este Vezuviul etc.), pot forma *lanțuri muntoase* (pe fisuri rectilinii, cum este Căliman-Harghita), *arcuri insulare* (mai ales în arealul Pacific est-asiatic) și grupuri sau *grupări de munți vulcanici* (răspândiți neuniform pe un areal, dar alimentați din același cuptor magmatic).

Podișurile sunt formate din *cuverturi de bazalte*, având obișnuit extinderi enorme, sau din *pânze de ignimbrite*. Pot fi adăugate și *platouri piemontane vulcanice*, ca cele create din aglomerate vulcanice la poala unor stratovulcani, ca de exemplu cele din vestul șirului Căliman-Harghita.

Partea a IV-a

HAZARDE, SUPRAVEGHERE, ASPECTE FAVORABILE

HAZARDE, RISCURI ŞI DEZASTRE VULCANICE[11]

Cel mai mare risc vulcanic, cu posibile dezastre, este acela al victimelor omeneşti şi distrugerea unor aşezări. Acestea sunt cauzate de cutremurele premergătoare erupţiilor, de explozii, de curgeri de lavă, cenuşi căzute, nori arzători, avalanşe de noroi şi pietre, tsunami şi inundaţiile din regiunile cu gheţari. La acestea se adaugă distrugerea culturilor agricole şi a unei părţi a vegetaţiei naturale, moartea multor animale domestice şi sălbatice, distrugeri de porturi, consecinţe climatice; multe dintre acestea au condus şi la foamete. Trebuie spus că numărul victimelor, deşi uneori mare, este totuşi mult mai mic decât în

---

[11] *Hazard (natural)*, termen arab (*az zahr* = joc de zaruri), care semnifică:

a) eveniment care ameninţă sau probabilităţi de împrejurări care declanşează un fenomen potenţial dintr-un loc sau regiune şi pe o perioadă dată de timp, ce poate provoca daune;

b) întâmplare neprevăzută, concurs de împrejurări care presupun dezordine, imprevizibilitate, descărcarea unor energii în special în sisteme naturale: erupţii vulcanice, furtuni, inundaţii, alunecări de teren etc. Hazardul nu presupune obligatoriu un dezastru (pentru om).

Risc = nivelul sau numărul pierderilor în vieţi omeneşti, răniţi, bunuri materiale şi activităţi economice care pot fi produse de un fenomen de hazard. Elementele de risc sunt: populaţia, construcţiile, activităţile economice, serviciile publice etc.

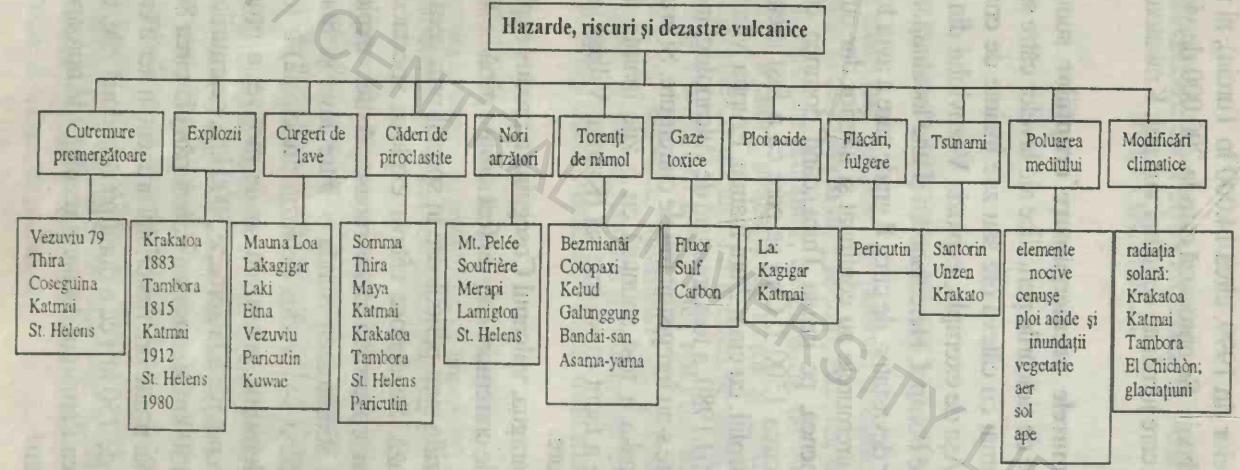
Dezastru (catastrofă) = o întrerupere gravă a funcţionalităţii unei comunităţi cu pierderi de oameni (inclusiv răniţi), de materiale sau de mediu, pe care societatea respectivă nu le poate depăşi cu resurse proprii. Au cauze naturale sau antropice. Pentru a fi vorba de dezastre, pagubele trebuie să depăşească un anume prag (număr de morţi, de case afectate, de hectare, de instituţii etc.)

cazul cutremurelor (în 1999, circa 14.000 în Turcia), al inundațiilor, de circulație și războaie. Se apreciază cam la 200.000 de victime în ultimii 500 de ani, din care jumătate de la trei vulcani: Krakatoa, Mont Pelée și Tambora.

• **Cutremurele premergătoare erupțiilor** sunt provocate de tensiunile create de ridicările periodice ale lavelor către suprafață. Ele se declanșează numai cu câteva ore sau zile înainte de erupție, alteori cu mai mulți ani. Așa de exemplu, explozia Vezuviului din anul 79, care a îngropat orașele Pompei, Herculaneum și alte localități, a fost prevestită de un cutremur devastator, de circa 8 grade care a avut loc înainte cu 16 ani. Desigur cutremurele au continuat și ulterior dar cu intensități mai mici. De asemenea, pe insula Thira, când domnea cultura minoică, erupția (de la circa 1500 î. Ch.) se pare că a fost premersă tot de un cutremur catastrofal, cu circa 2 ani înainte. Erupția Muntelui St. Helens (SUA), din 30.04.1980, a fost anunțată de vulcanologi încă din 1978, iar cu o lună înainte s-au înregistrat mii de cutremure. Și erupția lui Katmai (1912) din Alaska a fost anunțată cu 5 zile înainte de un cutremur important, care a făcut ca un mic sat (Katmai Village) să se mute la o distanță mai mare.

În Nicaragua, vulcanul Coseguina a produs explozii violente în 1835, însoțite de cutremure care au fost simțite până la 900 km.

Exploziile sunt periculoase în special prin ceea ce emit și prin ceea ce urmează. Se cunosc câteva explozii spectaculoase și foarte violente, uneori cu urmări dezastruoase. Astfel, explozia vulcanului *Krakatoa* (din strâmtoarea Sunda – între Iava și Sumatera) din 27 august 1883 (când s-a produs explozia principală) a fost supranumită **catastrofa mileniului**, pentru un șir de motive: a produs un zgomot care a fost perceput până la aproape 5000 km, geamurile s-au spart până la distanța de 150 km, cenușa s-a ridicat până la circa 80 km și a ocolit Pământul de mai multe ori, materialul aruncat în aer a creat un întuneric total pe o rază de 150 km ce a durat până la două zile, unda produsă în aer a ocolit și ea Pământul, tsunami rezultat (de aproape 30 m) a făcut 36.000 de victime.



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Explozia, care a avut o putere dublă decât bomba de la Hiroşima, a distrus orice viaţă în triunghiul insulelor Krakatoa, precum şi în arealele limitrofe de pe insulele Java, Borneo şi Sumatera, măturate de valul tsunami înalt de 32-35 m. Au murit în momentul exploziei 2700 persoane şi peste 32.000 în orele următoare. Flora şi fauna au fost arse şi acoperite cu cenuşe sau lave. Peisajul a devenit selenar, fără nici un fel de viaţă. O refacere timidă a vegetaţiei şi revenirea unor păsări şi insecte s-a resimţit după 40 de ani. Migrarea primelor familii de „băştinaşi" pe aceste locuri s-a făcut numai prin 1930-1940. După mai bine de un secol însă, în anul 2000, biologii indonezieni au constatat aici refacerea unei jungle autentice (după „Geo-Wilde Life").

O altă explozie violentă a avut loc la vulcanul *Tambora* (est de Iava, pe insula Sumbawa) în 1815. Au fost aruncate în aer cantităţi imense de cenuşe (înălţate până la 20 km) şi piatră ponce. Circa 12.000 de oameni au murit la explozie, iar apoi au pierit de foame 80.000 locuitori ai insulelor vecine (Martin Koenig, 1998). De altfel, majoritatea vulcanilor indonezieni au lavă vâscoasă, bogată în gaze care produc explozii importante.

Explozia vulcanului *Katmai* (Alaska) din 1912 a fost auzită până la 1000 km, cenuşa aruncată în aer a provocat întuneric până la peste 200 km şi au căzut ploi acide, mai ales cu acid sulfuric, simţite până la peste 1000 km.

Explozia Muntelui *St. Helens* (SUA, 1980) a eliberat o energie echivalentă cu o bombă atomică de 10 megatone, a aruncat în aer vârful vulcanului, reducându-l de la 3220 m la 2723 m, s-a auzit până la 200 km, a provocat ploi puternice, a scăzut vizibilitatea, a eliberat un nor arzător (de 200-500° C) către est, au murit 65 oameni etc. Dar, aici au putut fi urmărite o serie de **aspecte pozitive** cum ar fi: fertilitatea cenuşei căzute, dispariţia unor insecte dăunătoare (dar împreună cu altele favorabile), intensificarea turismului, câştiguri importante pentru cei care au deblocat râurile şi drumurile de materialul vulcanic, au reconstruit podurile etc. Ca urmare, se poate trage concluzia că exploziile şi erupţiile devin catastrofe numai atunci când se distrug

valori, fie că e vorba de victime omenești în număr mare sau de așezări, de culturi agricole întinse etc.

• **Curgerile de lave** determină puține victime omenești, întrucât există timpul necesar pentru a fugi din calea lor. Sunt, în mare, de două feluri: *acide* (vâscoase și se răcesc repede) și *bazice* (provin din adâncimi mari, se răcesc lent și curg pe distanțe mari). Curgerile iau formă de curenți de lavă, mai rar sub formă de pânză și se dirijează pe văi, dar anumite obstacole, inclusiv cele create de închegarea lavei, le pot devia lateral. Pe locurile joase de tip câmpie se extind peste suprafețe mari agricole, păduri, drumuri, așezări. Viteza de curgere este sub 40-50 km/h, dar poate atinge și 20 m/s. Lungimea limbilor de lavă este de până la câțiva km, cea mai lungă curgere a fost de 53 km la Mauna Loua (Hawaii), când a ajuns până la ocean. Iar cel mai mare torent de lavă din perioada istorică s-a format în Islanda la vulcanul Lakagigar (1783), de 12 km^3 și care a acoperit o suprafață de peste 550 km^2. Există și multe aprecieri că în 1452 erupția din insula Kuwae (arhipelagul Vanuatu din grupul Noile Hebride) a scurs 39 km^3 de lavă; insula s-a dislocat, norul de cenușe a scăzut temperatura generală cu 0,5-1^{0}C, vegetația a suferit timp de 8 ani, iar în ghețurile din Groenlanda forajele au indicat mari concentrații de sulf între anii 1452-1460.

Torenții de lavă pornesc din crater sau din lacul de lavă al acestuia, din crăpăturile de pe flancurile conului sau din crăpături ale scoarței (erupții fisurale), cum apar des în Islanda. Aceștia din urmă acoperă terenuri întinse, exemplul tipic fiind erupția vulcanului Laki – Islanda, din 1783.

Scurgerile de lavă pot uneori să fie *deviate* către locuri unde pagubele ar fi mai reduse. Devierile se fac prin realizarea unor diguri, prin dinamitări sau bombe și prin jeturi de apă aruncate pe fruntea scurgerii. Literatura citează astfel de **intervenții** la Etna, Vezuviu, în Hawaii, la vulcanul Paricutin (Mexic) ș.a. Ideea ridicării unor *baraje* a venit de la observația că zidurile unor clădiri nu s-au dărâmat ci au deviat torentul de lavă. Barajele se realizează în prealabil sau în timpul

formării scurgerii. În paralel se sapă chiar unele *canale* de scurgere a lavei. Rezultatele depind de viteza și grosimea scurgerii și de rezistența barajului. Devierile se fac uneori și prin *dinamitări* (la Etna, în 1983) sau prin aruncarea de *bombe*. Această din urmă metodă s-a folosit în Hawaii (1935, vulcanul Kilauea), pentru a sparge crusta răcită și durificată a unor torenți de lavă, pe sub care continuă scurgerea. Bombele explodate, dar care nu totdeauna nimeresc ținta, au un dublu rol: deviază lateral (prin spărtură) torentul și totodată provoacă o degazeificare bruscă a lavei, care devine mult mai vâscoasă și blochează scurgerea prin tunel. Un aspect specific, care a necesitat bombardamente, s-a produs în 1942 tot în Hawaii, dar la un torent din Manua Loua. Lava, mult mai vâscoasă (a produs formațiuni numite „Aa"), a realizat o crustă care prin răcire crapă în blocuri mari și formează obstacole dăunătoare. Unele dintre aceste obstacole au fost bombardate.

Stropirea cu jeturi de apă a frontului torentului de lavă s-a făcut, ca metodă, în 1960 la Kilauea. Aici pompierii, care stingeau casele aprinse, au îndreptat furtunele și pe lava care se apropia lent. Aceasta se închega și curgea tot mai încet sau se oprea. Metoda a fost folosită pe scară mare la curgerile din Islanda.

- **Căderile de piroclastite (tephra)** se referă la cenușă, lapilli, piatră ponce, bombe vulcanice. Majoritatea erupțiilor eliberează inițial, prin explozii violente, astfel de materiale, după care urmează faza efuzivă sau a curgerilor de lavă, care uneori nu mai are loc. Există erupții ce emit cantități imense de piroclastite, numite de tip plinean, după erupția Vezuviului din 79, descrisă de Pliniu cel Tânăr. Aceasta a îngropat sub cenușe și nămol două orașe și alte opt localități. La **Pompei** (situat la 10 km de crater) grosimea cenușei avea 4-6 m, iar la erupția din 1500 î. Ch., din **insula Thira**, stratul de tephra a atins 50-60 m. Ca volum, se citează erupția din 1912 a lui **Katmai** (Alaska) ce a ridicat în aer 15 km^3 de tephra, tot cam 15 km^3 la **St. Helens** (1980), cea a lui **Krakatoa** cu circa 16 km^3 (în special cenușe și piatră ponce) și cea a lui **Tambora** (1812) cu un volum mult mai mare.

Aceste fenomene sunt dezastruoase atât imediat, cât şi pe mai multe luni sau ani. Cenuşa acoperă aşezări, culturi şi vegetaţia ierboasă, iar bombele vulcanice provoacă incendii. Ploile violente amestecate cu cenuşe pot deveni acide, dar pe alocuri sunt binevenite deoarece spală cenuşa de pe pomi, sau de pe case, sau de pe culturi. Praful şi cenuşa în general afectează ochii şi respiraţia la toate vieţuitoarele. Pentru oameni sunt recomandate măştile. Vitelor, care mănâncă iarbă cu cenuşe, le sunt afectaţi plămânii şi mor în câteva luni. Circulaţia este perturbată atât prin afectarea şoselelor, a căilor ferate şi a aeroporturilor, cât şi prin încărcarea motoarelor cu cenuşe. Tehnica modernă poate interveni rapid cu buldozere, care degajează drumurile chiar în timpul depunerii cenuşei, sau cu filtre speciale (inclusiv ciorapi de damă) pentru motoare. Canalizările sunt uneori înfundate, iar fântânile poluate.

Asemenea pagube se produc şi în unele întreprinderi sau la mecanisme automate, în special din cauza întreruperii electricităţii, datorată unei mari conductibilităţi electrice a cenuşei.

Victimele omeneşti, îngropate sub cenuşă sau asfixiate, pot fi foarte multe. După cum s-a mai spus, erupţia lui **Tambora** a omorât 12.000 oameni şi alţi 80.000 au murit ulterior de foame; erupţia **Vezuviului** din anul 79 a acoperit 10 localităţi; în **Islanda** circa 500 case au fost distruse în sec. III î. Ch.; în **Podişul Maya**, cultura cu acelaşi nume a dispărut sub acumulările de cenuşă, care în sec. III î. Ch. au acoperit peste 8000 km^2 de teren; explozia relativ mică a lui **Paricutin**, din 1943, a acoperit 2500 ha de orez şi trestie de zahăr şi a condus la moartea a 4500 de vite şi 500 de cai, plus multe oi şi capre care au mâncat iarbă cu cenuşă.

- **Norii arzători** lasă în urma lor **foarte multe victime** omeneşti. Sunt formaţi din gaze cu temperaturi de 500-1000° C, amestecate cu piroclastite, în special cu cenuşă. Sunt deci mai grei decât aerul şi se rostogolesc direct din coşul vulcanic pe pantele conului, orientându-se adesea numai pe unele părţi ale acestuia, în funcţie de vânt şi îndeosebi pe văi. Ard totul în calea lor.

Sunt bine cunoscute erupțiile de acest tip care au avut loc în insulele Antile, în special la **Mont Pelée** (1902, cu 30.000 de victime) și la **Soufrière** (insula St. Vincent, din Guadelupa, tot în 1902, cu 1500 victime). La primul, coșul a fost astupat de un dop de lavă și erupția s-a făcut lateral, pe lângă dop, dar la Soufrière norul a fost aruncat în sus din centrul coșului și apoi a căzut pe întreaga suprafață a conului. Asemenea nori au apărut și la **Merapi** (în Java, 1930 și 1967) și au avut caracter mai mult de torenți incandescenți coborâți pe o latură a conului. În Filipine, ca și în Noua Guinee, pe stratovulcani ca *Mayon* (1978) și respectiv **Lamington** (1951), au apărut nori arzători, ultimul făcând 3000 de victime. Un nor arzător s-a format și la erupția vulcanului **St. Helens** (S.U.A., 1980), care s-a rostogolit 30 km pe o lățime de 20 km. Un enorm nor arzător a fost socotit și erupția lui *Katmai* (Alaska), din 1902, care a depus ignimbritele din „Valea celor 10.000 de fumuri".

- **Torenții de nămol** (*laharele*), alături de norii arzători, produc cele mai **multe victime omenești**. Sunt formați din apă suprasaturată în cenușă sau din mâluri produse prin dezagregarea rocilor în timp. Ei se amestecă și cu roci de diferite dimensiuni. Pot fi *reci*, când nu se produc direct în timpul unor explozii, sau *fierbinți*. În primul caz apa provine din ploi, din expulzarea lacurilor de crater sau din topirea zăpezilor și a gheții (ca în Kamceatka).

Acești torenți se dirijează pe văi, se amestecă cu apa unor râuri, curg cu viteze medii de 20-30 km/h și parcurg zeci sau sute de km. Se lățesc foarte mult pe locurile joase și netede afectând sate și culturi. Cel mai lung torent înregistrat a fost la **Cotopaxi** (Ecuador, în 1877), de 300 km, apa provenind aici îndeosebi din topirea zăpezii și gheții de deasupra vulcanului.

Cei mai mulți torenți de noroi se declanșează pe conurile cu mult material piroclastic afânat și uscat, care la ploi absoarbe brusc o mare cantitate de apă.

În Java, vulcanul **Kelud** a produs în 1919 o explozie care a impus revărsarea celor peste 60 milioane m^3 de apă din lacul craterului,

formând lahare care au acoperit circa 200 km^2 de culturi și au făcut 5000 de victime. Aici s-a hotărât, prima dată, realizarea unor tunele pentru scurgerea noului lac. Dar, erupția din 1951 a astupat aceste tunele și lacul s-a refăcut aproape în întregime, iar la erupția din 1965 au avut loc noi lahare și mai multe sute de morți. Peste 4000 de victime au făcut și laharele unui alt vulcan din Java (**Galunggung**) o dată cu erupțiile din 1822 și 1918. În Japonia, pe vulcanii **Bandai–san** (1888) și **Asama–yama** (1783) torenții de noroi au făcut 400 și respectiv 1300 de victime. În Kamceatka, vulcanul *Bezmiannâi* a aruncat multă cenușă pe vulcanii alăturați, *Klucevskaia* și *Zimina*, acoperiți cu gheață și zăpadă. Pătura respectivă de cenușe a absorbit puternic radiația solară, topind gheața de dedesubt și provocând lahare pe acești vulcani stinși. Un torent de noroi a apărut însă și pe Bezmiannâi, unde explozia a topit gheața de aici impunându-se o curgere fierbinte.

Pe locurile unde se pot forma lahare periculoase au început să se ridice *diguri*, în special în Japonia și Indonezia, pentru a le frâna chiar pornirea. De asemenea, se instalează *sonde termometrice*, către vârf, pentru a semnala formarea laharelor fierbinți, iar în preajma laharelor joase s-au făcut *coline artificiale* pentru refugiul rapid al locuitorilor.

- **Gazele toxice**. Magmele conțin și o serie de elemente care, ieșind din mediul scoarței la suprafață, mai ales în condiții de temperaturi și presiuni scăzute, trec în stare volatilă sau precipită ca minerale. Cele mai multe gaze sunt conținute (și eliberate) de către magmele acide, vâscoase, care, din acest motiv, produc și explozii puternice. Magmele bazice au mai puține substanțe volatile. Compoziția și cantitatea gazelor diferă de la un vulcan la altul, dar și de la o explozie la alta.

Mineralele care se depun atunci când magma vine în contact cu rocile, prin crăpăturile cărora urcă, sau chiar în contact cu atmosfera, sunt următoarele: sulful, cuprul, plumbul, zincul, mercurul, nichelul, fierul, diferiți oxizi, fluoruri etc.

Cele mai multe depuneri însă sunt formate din: apă, acid carbonic, bioxid de sulf, urmate la distanță de acid clorhidric, monoxid

de carbon, sulf, metan, oxigen ş.a. Dintre acestea **o toxicitate aparte** o au fluorul, sulful şi carbonul. Răspândirea gazelor, la erupţii, se face pe suprafeţe relativ mici în jurul craterului. Totuşi unele dintre elementele toxice pot fi purtate de către particulele de cenuşă până la mari depărtări şi aşternute pe iarbă, păduri, culturi etc. Efectul imediat cel mai dăunător este inhalarea şi *asfixierea cu gaze*. În asemenea cazuri de urgenţă se folosesc batiste udate cu oţet (sau alt acid) şi chiar cu urină.

Fluorul este unul din elementele transportate des prin intermediul cenuşei. De exemplu, erupţia vulcanului *Hekla* din 1693 (Islanda) a răspândit cenuşa pe 22.000 km^2, efectele fluorului simţindu-se şi peste un an până la peste 120 km, în special asupra celor cărora le cădeau dinţii. La acelaşi vulcan, erupţia din 1970, care a răspândit şi fluor, a dus la otrăvirea păşunilor şi la moarte a circa 7500 animale. Boala provocată se numeşte *fluorază* şi produce *osteoscleroză*, respectiv îngroşarea oaselor şi deteriorarea smaltului dinţilor. Hekla a erupt şi recent, în 1990 şi la 28.II.2000.

Sulful apare obişnuit ca *hidrogen sulfurat* (H_2S). Se depistează mai uşor prin mirosul de ouă clocite, când este difuzat în aer. Uneori se dizolvă în apă, ca de exemplu la erupţiile de sub gheaţă din Islanda. Efectul dăunător constă în *iritarea nasului, faringelui* şi *a ochilor*, dar în concentrări mai mari produce şi *dureri de cap, ameţeli, iritaţii nervoase* (până la concentraţii de 6-10 %), reduce *simţul mirosului*, cel afectat nedându-şi seama de pericol, putându-se asfixia.

În mediul înconjurător, iarba se îngălbeneşte, frunzele pomilor cad, obiectele de argint se înegresc etc. Când este dizolvat în apă poate produce moartea păsărilor, orbirea temporară a oilor ş.a. Cele mai multe astfel de efecte au fost analizate la *erupţiile din Islanda*. Şi vulcanul *Masaya* (Nicaragua) a emis, între 1946-51, vapori de sulf care au afectat în special plantaţiile de cafea.

Carbonul se prezintă ca *monoxid* sau *dioxid*. Inhalarea acestora conduce la **sufocare**.

Dioxidul de carbon este mai greu ca aerul şi se aşterne în straturi obişnuit subţiri la nivelul solului sau numai pe locurile mai

joase, cu condiția să nu bată vântul. De aceea, în astfel de situații mor numai animalele mici localizate la sol, pe când cele înalte nu au nimic. Spre exemplu, la erupția din 1948 a vulcanului *Hekla*, CO_2 s-a cantonat pe văi și în depresiuni, formând bazine de până la 6000 km^2 pline cu gaz. Animalele surprinse s-au asfixiat. La erupția din 1973 a vulcanului *Eldfell* (Islanda), CO_2 s-a cantonat în pivnițele locuințelor din jur.

Un caz special a avut loc în preajma **lacului Nyos** (Camerun). Aici, la 26 august 1986, s-au produs asfixieri de oameni și alte vietăți, pe văi și suprafețe joase, încorporând un areal de 30 km^2 și până la 15 km distanță de lac. Cercetările au dovedit că lacul, de tip maar, a acumulat lent CO_2, urcat dintr-un spațiu magmatic de adânc. Acesta s-a dizolvat în apă, ajungând, la data respectivă, la suprasaturare. A avut loc o degazeificare bruscă, ce a eliminat circa 80 % din CO_2, restul de 20 % rămânând în continuare în lac. Calculele au indicat un volum de circa 1 km^3 de CO_2 eliberat pe direcții laterale față de suprafața lacului. Prevenirea unor asemenea accidente se poate face prin analiza periodică a chimismului apei din lacurile de tipul respectiv și găsirea unor metode de provocare voită a degazeificării.

Monoxidul de carbon este mult mai periculos și anume, începând cu concentrații de 0,4 %. Observațiile făcute la același vulcan Eldfell au indicat și unele *concentrări reduse de CO* în pivnițe.

• **Ploile acide**, rezultate din dizolvarea în apă a anumitor elemente expulzate de vulcani, conduc la *căderea frunzelor* arborilor, *usucă iarba*, *atacă pielea* animalelor. Se citează printre altele (Koening M. și Heierli H.) analizele făcute de Thorarinsson la erupția din 1783 a vulcanului **Lakagigar** (Islanda), care a emis 5 milioane tone fluor, 13 milioane tone dioxid de sulf, 19 milioane tone de CO_2, 1,2 milioane tone acid clorhidric ș.a. Cenușa s-a menținut mult timp în aer, purtând și o parte din acele elemente toxice și producând ploi acide. Au murit nenumărate păsări, 80 % din oile insulei, 75 % din cai și 50 % din vite.

O situație oarecum similară s-a produs la vulcanul **Katmai** din Alaska (1912), când ploile acide, dominant fiind acidul sulfuric, s-au

făcut simțite până la 6000 km, cu efecte îndeosebi asupra vegetației, dar și cu arsuri de piele (până la distanțe de circa 400 km).

• **Flăcări și fulgere** se formează din două cauze diferite. În primul caz este vorba de flăcări care apar deasupra cursurilor sau lacurilor de lavă, din emanarea redusă a unor gaze inflamabile cum sunt oxigenul, metanul și etanul. Fulgerele iau naștere, în schimb, în norii de cenușă și rezultă din diferențele de potențial electric ce se realizează prin frecarea particulelor de cenușă. Se citează că astfel de fulgere au făcut o victimă la erupția din 1943 a vulcanului **Paricutin** (Mexic).

• **Tsunami** sunt provocate obișnuit de *cutremure*, dar apar și la *erupții vulcanice* care au loc pe insule sau țărmuri continentale. Una din cauzele principale o constituie prăbușirea în mare a unei părți din vulcan, sau scurgeri puternice de lave sau piroclastite în apă. Valul format se propagă uneori sute sau chiar mii de km. În pus, înălțimea și periculozitatea acestor valuri crește în estuare și golfuri.

Unul dintre cele mai mari tsunami pare că s-a format la prăbușirea provocată de vulcanul *Santorin*, din estul Mediteranei, pe la 1470 î. Ch., apreciat la înălțimi de 40-90 m pe țărmurile insulelor din jur, între care *Creta* și *Cipru*. La 1892 în *Japonia*, din vulcanul *Unzen* s-a scurs în ocean o mare cantitate de lavă ridicând un val de apă de 35-55 m, ce a afectat 80 km de țărm și a făcut peste 10.000 de victime. Explozia și prăbușirile provocate de **Krakatoa** la 1883 au înălțat apa pe țărmurile din jur la 15-36 m, omorând 36.000 de oameni și distrugând 300 de așezări.

• **Poluarea mediului înconjurător** se produce pe suprafețe diferite, de nivel regional sau chiar mai mari, și constă în special în *acoperirea terenurilor* cu cenușă, lave sau nămol și în *afectarea vegetației*, *viețuitoarelor* și *a solului* de către gaze și ploile acide, cu efecte pe timp mediu sau mai îndelungat.

Efectul general constă în *schimbarea chimismului și/sau a compoziției elementelor de mediu*, care conduce la modificarea compoziției apelor freatice, a solurilor, uscarea și schimbarea vegetației și afectarea lanțurilor trofice. De asemenea, pentru câțiva ani, pot avea

loc și modificări *(reduceri) ale radiației solare*, o oarecare coborâre a temperaturilor medii și creșterea umezelii.

Elementele chimice care deteriorează cel mai mult mediul sunt fluorul, sulful, uneori mercurul, dar și altele. Acestea produc o *otrăvire directă a apei și a solului*, cu urmări sociale cum ar fi: scăderea producției agricole, reducerea drastică a șeptelului, foamete și molime.

Cultura minoică, cu centrul în Creta, pare să fi decăzut și din cauza deteriorării mediului local ca urmare a exploziei vulcanice din 1500 î. Ch. Mai recent, în cazul erupției vulcanului *Sf. Helens* (1980), apele freatice din jur și apa lacurilor au acumulat elemente de sulf, mangan, potasiu, cupru ș.a., ceea ce a modificat consumul de oxigen, a scăzut fotosinteza, a schimbat lanțul nutritiv, majoritatea plantelor au murit etc. Cele circa 700 kg de mercur expulzate și împrăștiate la erupția vulcanului *Eldfell* (Islanda) au determinat infectări ale mediului, inclusiv cantonări de gaze în subsoluri.

Erupția lui *Katmai* (Alaska), din 1912, a declanșat ploi acide, a acoperit mari suprafețe cu cenușă, vegetația și în special mușchii, care formează hrana renilor, a fost distrusă, au murit nenumărate păsări, reni și alte viețuitoare, peștii din râuri au murit datorită cantităților de piatră ponce ajunse în apă, materialele de tip ignimbrite s-au așternut pe circa 100 km^2 (în „Valea celor 10.000 de fumuri"). Refacerea peisajelor s-a făcut în 10-20 ani, dar în „Valea" amintită nici în prezent.

În cazuri speciale apar *inundații* cu efecte distrugătoare. Acestea se formează la erupțiile de sub gheață din Islanda, ca și la vulcanii foarte înalți din zona temperată. Impresionante sunt inundațiile catastrofale produse de topirile rapide de gheață din Islanda, care provoacă „torenți" ce ating debite de până la 100.000-400.000 m^3/s (dublul debitului mediu al Amazonului), numiți *„jökullhlaup"*. Ceva mai mici, dar tot distrugătoare, sunt și inundațiile ce provin din apa lacurilor de crater azvârlită în aer la erupții, îndeosebi în Indonezia.

• **Modificările climatice** determinate de vulcanism nu sunt pe deplin lămurite ca proporții. Se crede chiar că una din **cauzele glaciațiunilor** ar putea fi reducerea temperaturii medii anuale la nivel

global cauzată de mari cantități de cenușă vulcanică expulzate în atmosferă. Se pun speranțe în studiile din Antarctica, unde cenușele vulcanice s-au depus, în diferite timpuri și epoci, între stratele de gheață. Ca urmare, se pot face reconstituiri climatice și paralelisme cu vulcanismul. Spre exemplu, pentru intervalul 20.000-10.000 î. Ch., când a avut loc o răcire maximă glaciară, au fost semnalate căderi masive de praf vulcanic în Antarctica.

Clima poate fi afectată prin intermediul unor *mari cantități de cenușă*, aruncate în aer până la mari înălțimi, de către erupțiile cu precădere de tip plinian. Acești nori ating partea inferioară a stratosferei, se dispersează puternic și chiar ocolesc întreg Pământul mai mulți ani. În asemenea condiții, **radiația solară** se reduce, *temperatura medie globală* scade (uneori numai într-o emisferă). Spre exemplu, erupția din 1883 a lui **Krakatoa** a ridicat în aer 16 km^3 de cenușă, norul înălțându-se până la 80 km. Cenușa a înconjurat globul de mai multe ori. Până la o distanță de 150 km s-a produs un întuneric total de câteva zile, iar insolația globală s-a redus cu 10-20 % în anul 1884, pe alocuri cu până la 87 %. Timp de 5 ani au fost observate răsărituri și apusuri de Soare spectaculoase, iar Luna avea o culoare verzui-albăstruie (Koenig M.). Temperatura medie anuală a scăzut cu circa 1° C. Verile au fost mai reci și mai ploioase, unele recolte s-au copt mai greu sau deloc, fapt resimțit în Europa și America de Nord.

După erupția lui **Katmai** (1912), radiația solară s-a redus cu 20 % până la 3-4 mii de km, iar întunericul total s-a extins până la peste 150 km. Temperatura medie anuală a scăzut puțin, pentru câțiva ani, în emisfera nordică.

Vulcanul **Tambora** (insula Sumbawa) a aruncat cenușa, în 1915, până la 200 km înălțime, iar volumul a fost enorm mai mare decât la Krakatoa. Temperatura medie anuală în partea temperată a Europei și Americii de Nord s-a redus cu 2-4° C pentru câțiva ani, verile au fost mai reci și umede, recoltele mai mici.

Datele climatice din Anglia indică asemenea veri în mai mulți ani, între care: 1695, 1725, 1750-60, 1850, 1879, 1880-90, 1903, 1912.

Observațiile dau și indicații inverse, de veri mai calde decât obișnuit, în perioadele când în emisfera nordică nu au fost erupții, cum ar fi: 1920, 1930, 1940 ș.a.

Erupții vulcanice importante și victime (după diferiți autori)

Anul	Vulcanul	Număr de victime
79 și 1631	Vezuviu (Italia)	Necunoscut, 4.000
1589 și 1902	Kelud (Java)	10.000 și 5.100
1669	Etna (Sicilia)	20.000
1672	Merapi (Indonezia)	3.000
1792	Unzen (Japonia)	15.000
1793	Laki (Islanda)	10.000
1815	Tambora (Indonezia)	12.000 + 80.000 = 92.000
1822	Galunggang (Indonezia)	4.000
1883	Krakatoa (Indonezia)	35.000
1902	Mont Pelée (Martinica)	32.000
1902	Soufrièr (Guadelupa)	1.500
1902	Kelud (Indonezia)	5.100
1912	Katmai (Alaska)	Necunoscut
1951	Lamington (Noua Guinee)	4.000
1980	Mount St. Helens (S.U.A.)	65
1982	El Chichòn (Mexic)	4.000
1985	Nevado del Ruiz (Columbia)	20.000
1986	Lacul Nyos (Camerun)	1.700
1991	Pinatubo (Filipine)	1.000

Amintim și vulcanul **El Chichòn** (Mexic) care în 1982 a aruncat în aer 20 milioane tone de cenușă, gaze de sulf ș.a., înălțimea atinsă fiind de 35 km. Norul emis a făcut ocolul Terrei, temperatura medie anuală a scăzut cu 1° C, iernile din 1983-85 în America de Nord și Europa au fost mult mai geroase.

În afară de reducerea radiației solare, cu răcirea ușoară și umezirea climei, erupțiile pot afecta și **compoziția atmosferei**, prin aport mare de CO_2 (ridicând efectul de seră), compuși de sulf, clor, fluor ș.a.

Citãm şi alte cazuri, în care se presupune că erupţiile au avut o oarecare influenţă asupra climei: Vezuviul în anul 79, Eldgja (Islanda) în 934, Laki (Islanda) în 1783, Cotopaxi (Ecuador) în 1884, Bezmiannâi în 1956 ş.a.

SUPRAVEGHEREA VULCANILOR ŞI PREVIZIUNEA ERUPŢIILOR

Dintre cei **1415 vulcani periculoşi** existenţi pe glob, numai **150 sunt puşi sub supraveghere** prin aparatură şi specialişti. Este vorba de **observatoare** vulcanologice, **staţii** şi **sateliţi** conectaţi la borne emiţătoare, instalate pe vulcani. Se fac înregistrări asupra unor modificări fizico-chimice şi topografice impuse de ridicarea magmei către suprafaţa vulcanului. Această urcare determină creşterea presiunilor în roci, vibraţii, seisme, modificări ale temperaturii apelor subterane şi izvoarelor minerale sau termale, modificări ale compoziţiei gazelor emanate prin crater sau prin diferite crăpături, modificări ale magnetismului local, iar când magma urcă mult apar şi schimbări topografice, în special de pante şi schimbări în nivelul lacurilor din crater (lacuri de apă sau de lavă).

Primul observator vulcanologic a fost organizat la *Vezuviu*, în 1847, moment când se consideră că s-au pus bazele vulcanologiei, iar mai apoi în *Hawaii* (1911) pentru vulcanul Kilauea. În prezent, foarte multe observatoare sunt în Indonezia (circa 35). În arealul Oceanului Pacific mai există observatoare în *Japonia* (Oshima, Asama, Usu ş.a.) şi în *Papua Noua–Guinee*. *S.U.A.* dispun de asemenea de mai multe observatoare, inclusiv în *Alaska*, dar întreţin şi câteva în *America Centrală şi de Sud*, cum ar fi în Mexic, Costa Rica, Columbia şi Chile. Rusia are observatoare în *Kamceatka*. Franţa a înfiinţat astfel de observatoare în *Antilele Mici* (Mont Pelée) şi în Oceanul Indian (insula *Reunion*). Un observator important se află în Africa Centrală, la *Nyamlagira*, întreţinut de Congo şi Belgia. În Islanda există inclusiv un **Institut vulcanologic** (la Reykjavik), iar în Sicilia (Italia) se află **Centrul internaţional de vulcanologie**. Activitatea tuturor observa-

toarelor vulcanologice este coordonată de **Organizația Mondială a Observatoarelor Vulcanologice.**

Se execută următoarele **tipuri de măsurători și analize:**

- *înregistrarea vibrațiilor* produse de fracturarea rocilor, determinate de presiunea magmei; aceste vibrații pot merge până la cutremure puternice care premerg erupția;
- captarea *și analiza gazelor* emanate și a temperaturii acestora; de obicei se ridică procentul de neon și hidrogen, iar temperatura crește. Probele de gaz, când locul de prelevare devine periculos, se iau cu aparate tractate de avion sau telecomandate de la distanță;
- analiza și modificările compoziției și temperaturii unor *probe de ape* termale și minerale; asemenea schimbări apar atunci când se pregătește o erupție;
- înregistrarea *modificărilor de temperatură* din mediul de deasupra vulcanului (consemnate mai ales din satelit prin raze infraroșii), marcate, în anumite cazuri, și prin accelerarea topirii zăpezilor sau ghețurilor;
- măsurători asupra *gravitației*, *magnetismului* și *electricității* de deasupra vulcanului. Aceste elemente suferă schimbări locale o dată cu urcarea magmei; ele sunt sesizate mai ales din satelit;
- măsurători permanente de *pante*, *altitudini* și *volum* se fac cu telemetre instalate la sol, sau/și din satelit; aceste elemente se modifică atunci când magma începe să urce. La sol sunt instalate clinometre care măsoară pantele, extensometre (măsoară variația fisurilor din sol), distanțometre (măsoară distanțele dintre diferite puncte fixe situate departe de vulcan și puncte de pe vulcan care pot suferi modificări de poziție) etc. Se citează stațiunea franceză *Fournaise* de pe insula Reunion, echipată cu opt clinometre, două extensometre și un distanțometru cuplat cu un teodolit, care măsoară permanent 15 puncte;
- *înregistrarea ultrasunetelor* indică momentele de fisurare a rocilor, care creează locuri de infiltrare și chiar evacuare a gazelor emanate din magma care trebuie să se ridice;
- chinezii și indonezienii studiază și *reacția animalelor* dinaintea

unei erupții. Anumite animale sunt foarte sensibile mai ales la ultrasunetele venite din adâncul vulcanului;

• apariția *sateliților geostaționari* a revoluționat total modul de supraveghere a vulcanilor periculoși, culegerea datelor și transmiterea lor la observatoare. Acestea sunt echipate cu radare care iau imagini de înaltă rezoluție, ca de exemplu ERS-1 și ERS-2, sateliți la altitudinea de 800 km. Precizia modificărilor înregistrate asupra formelor de relief este milimetrică. De exemplu, francezii, prin Centrul Național de Studii Spațiale au cartografiat minuțios toate modificările survenite în arealul vulcanului Etna, în perioada 1991-1993, când au avut loc unele erupții. Tot cu sateliți geostaționari au început a fi supravegheați, în ultimii 15 ani, și 12 vulcani din Filipine, Indonezia, Noua Zeenlandă și insula Vanatu; informațiile obținute de la sol sunt transmise prin sistemul de sateliți „Argos" și puse la dispoziția vulcanologilor. În 1995 s-a realizat un nou sistem de supraveghere prin intermediul sistemului de sateliți GPS (Global Positioning Sistem), cu 21 de sateliți, primul debut, pe această rețea, făcându-se totuși în 1988 pe Etna.

• Recent (2000) s-a anunțat că NASA (centrul de geologie și meteorologie) va lansa *Proiectul „Pacific Rim"* pentru culegerea de date din Cercul de Foc al Pacificului. „Cercetările vor fi efectuate, timp de 75 de zile, de la bordul unui avion DC-8 modificat. La bord se vor afla dispozitive ultraperformante de detecție fizică, chimică și biologică, având în prim-plan radarul AIRSAR, folosit și de navele spațiale, având o uriașă antenă exterioară aparatului. Microundele vor detecta, cu o mare precizie, particularitățile scoarței terestre și ale vegetației din regiunea studiată, chiar și noaptea și pe timp noros. AIRSAR va fi asociat cu sistemul termo-topografic MASTER. Acest ansamblu va realiza *hărți digitale* în trei dimensiuni, de mare rezoluție.

Gigantul laborator aerian DC-8 va purta un echipament științific cu o greutate de 13,6 tone și va zbura la altitudinea de 12,8 kilometri, având o autonomie de deplasare de 12 ore. Reîntoarcerea la baza NASA din Pasadena (California) este prevăzută pentru 23 octombrie 2000" (din Magazin, 17.08.2000).

Toate semnele enumerate mai sus, coroborate, în număr cât mai mare, pot duce la concluzii în ce privește iminența unei erupții. De exemplu, pantele și altitudinea unor puncte cresc, conul se bolțește, se intensifică seismele, apele devin mai calde etc. Erupția nu poate fi împiedicată, **dar se pot lua măsuri de evacuare a populației** și chiar a unor bunuri, ca și pregătirea unor **intervenții de dirijare a scurgerilor de lave** etc. Exemple de evacuări făcute la timp: St. Helens (S.U.A., 1980) sau în Indonezia pe insula Una Una (1983, vulcanul Colo) ș.a.

ASPECTE ECONOMICE FAVORABILE

Cu toate riscurile pe care le prezintă unele unități vulcanice, ele au și multe aspecte favorabile care, împreună cu un climat acceptabil, **atrag o populație adesea foarte densă.** Exemple, în Indonezia, Noua Zeenlandă, Filipine, Japonia sau Italia ș.a. Între acestea se remarcă: fertilitatea solurilor, resursele energetice, materiile prime pentru industrie și construcții, resursele balneare, turismul.

Fertilitatea solului provine de la cenușile vulcanice care conțin o serie de elemente necesare plantelor. Chiar dacă stratul de cenușă depus la erupții periclitează recoltele din anul respectiv, ulterior fertilitatea solului crește. Sunt bine cunoscute peisajele de viță de vie, pomi fructiferi și multe alte culturi, de la poalele Vezuviului, Etnei sau altor vulcani.

Energia propriu-zisă a vulcanului nu poate fi deocamdată stăpânită. Există posibilitatea folosirii energiei vaporilor și a apelor termale, cum se procedează în Islanda, Alaska, S.U.A., Japonia, Noua Zeenlandă sau Italia. Ca informație, se apreciază că fenomenele hidrotermale din Parcul Yellewstone eliberează o cantitate de căldură echivalentă cu 4500 megawați.

Materiile prime sunt uneori diverse și bogate și se referă la minereuri sau minerale și roci de construcție. În structurile vulcanice și vecine lor circulă, dens și variat, ape supraîncălzite, care dizolvă și acumulează diferite minerale, în special pe zona de contact între apele reci infiltrate de la suprafață și cele calde, sau vapori urcați dinspre

cuptoarele magmatice. Se acumulează cupru, plumb, zinc, aur, argint etc. Rocile vulcanice, şlefuite sau nu, sunt folosite în construcţii, pavaje, monumente, placări de pereţi ş.a., cu precădere granitul şi andezitul.

Apele termale şi minerale, precum şi unele gaze sunt folosite în tratarea multor boli, în special sub formă balneară.

Regiunile vulcanice dispun şi de **peisaje deosebite** căutate de turişti, unele dintre aceste locuri fiind declarate chiar parcuri naţionale. Pe lângă formele vulcanice propriu-zise, mai pot fi citate lacurile de crater (cu apă sau chiar cu lavă), gheizerele, ivirile de mofete sau solfatare, izvoarele minerale, „muzeele" unor aşezări cum a fost Pompeiul ş.a. Fuji este declarat chiar simbol naţional al Japoniei (unul dintre cele trei simboluri). Marele parc naţional Yellowstone dispune de peste o sută de gheizere enorme, bazine cu apă fierbinte sau cu noroi clocotitor, izbucniri de fumarole, canioane şi alte fenomene postvulcanice.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Partea a V-a

RĂSPÂNDIREA VULCANILOR PE GLOB

Vulcanismul actual, istoric, sau şi recent (postglaciar) s-a localizat, în principal, ca funcţie a zonelor de **subducţie**, de **extensie** sau a celor **fierbinţi** (fig. 22). Există peste **1500 vulcani actuali** sau/şi recenţi şi zeci de mii din care se mai păstrează aspecte structurale. Dispunerea lor urmează anumite legi privind evoluţia şi structura scoarţei (vezi „Vulcanismul şi plăcile terestre"). Astfel, **68 %**[12] **din vulcanii activi sunt pe marginile Pacificului**, 22 % în Indonezia, 10 % în Atlantic şi un procent foarte mic în Africa, Mediterana şi insulele Hawaii (A. Bloom, 1978). De asemena, în cadrul acestor regiuni sau aliniamente apar densităţi mai mari sau mai mici. O mare grupare se extinde în lungul insulelor Aleutine şi Curile, în peninsula Kamceatka şi Japonia, apoi în arcurile insulare ale Malaeziei, pe centura Tonga-Noua Zeenlandă, în America Centrală şi Mexic sau în Alaska etc. (MacDonald, 1972). Ca şi lanţurile muntoase sau formele tectonice în general, vulcanismul nu este în legătură cu zonele climatice. Există totuşi autori ce corelează vulcanismul exploziv sau o parte din el, produs în ultimele 2 milioane de ani, cu glaciaţiunile cuaternare (Keneth şi Thunell, 1975, citaţi de Bloom). Este vorba de mişcările izostatice produse în litosferă, care ar exercita presiuni asupra unor cuptoare magmatice. Poate exista şi o influenţă inversă, cenuşi vulcanice în cantităţi imense ar reduce insolaţia şi ar provoca glaciaţiune.

[12] Alţi autori dau 78%

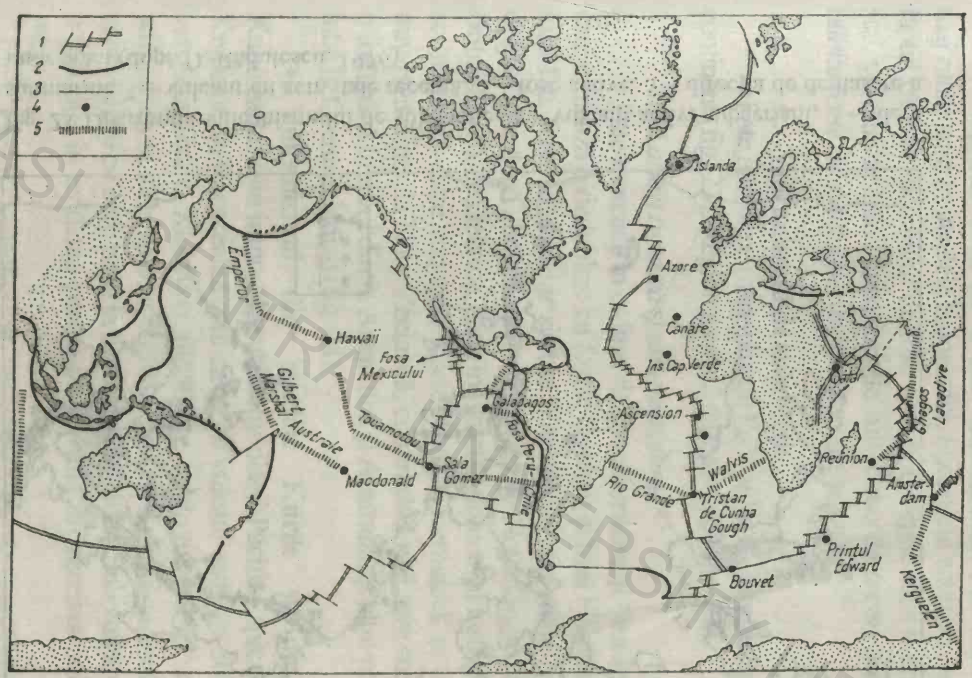


Fig.22. Principalele elemente ale plăcilor tectonice: 1 – aliniamente de expansiune, 2 – aliniamente de subducție, 3 – falii transformante, 4 – regiuni fierbinți, 5 – cicatrice ale deplasării punctelor fierbinți (cordilieră aseismică), după D. Rădulescu, 1976

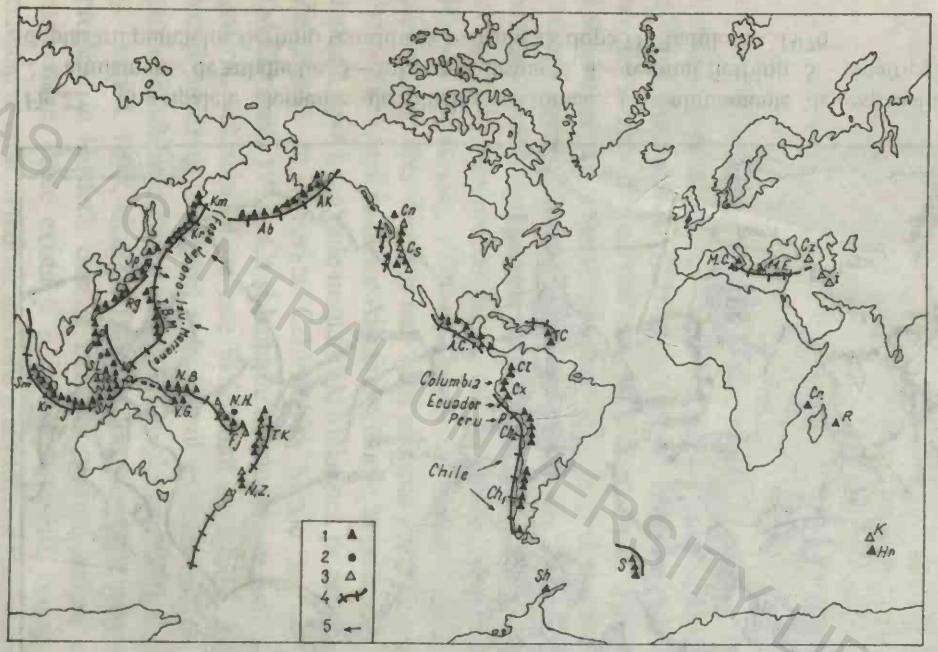


Fig. 23. Distribuția vulcanismului de subducție: 1 – vulcani activi subaerieni, 2 – idem submarini, 3 – vulcani cu activitate recentă, 4 – fose active, 5 – direcția de deplasare a unor plăci (după D. Rădulescu, 1976)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. CENTURA DE FOC A PACIFICULUI

Cuprinde circa **68 % din vulcanii activi**, iar dintre aceştia cei mai mulţi sunt în insulele Indoneziei. Specificul acestui ocean constă în faptul că este înconjurat de fose active, excepţie face numai partea de sud, vulcanii apărând în majoritate sub forma de *arcuri insulare, lângă aliniamente de subducţie*, unde se topeşte scoarţa.

A. Vulcanismul de subducţie

Este aliniat pe marginile de E, V şi N, în arcurile insulare sau pe continent (fig. 23). Regional există o serie de diferenţieri.

a) *Latura asiatică* şi *est-australiană*

Este marcată, în ordine, de fosa Kurilelor şi fosa Japoniei, după care urmează o dedublare cu fosele Ryukyu şi fosa Filipinelor în vest şi fosa Izu, fosa Marianelor şi fosa Yap în est; din sudul Marianelor se despart alte două aliniamente, unul la est de Noua Guinee (fosele Noua Britanie şi Noile Hebride, până în platoul submers al insulei Fiji de unde se îndreaptă către sud prin fosele Tonga, Kermadek şi unele falii ce traversează insula Noua Zeelandă, continuând mai spre sud, se pare, cu o fosă până în riftul dintre Antarctica şi Australia) şi altul pe la vest, care intră în Oceanul Indian (fig. 24).

- **Vulcanismul din insulele Kurile şi din peninsula Kamceatka** este impus de subducţia plăcii Pacifice spre NV prin fosa Kurilelor. În Kamceatka sunt circa 30 vulcani activi şi 30 recenţi. Mai cunoscuţi sunt: *Klucevski* (4850 m, stratovulcan, cu multe conuri adventive) şi *Bezmiannâi*[13] (3085 m, cu explozii violente, domuri şi spini, lahare ce curg până la distanţe de 80 km). Sub vulcanul Klucevski a fost pus în evidenţă pentru prima dată un rezervor subvulcanic cu magmă.

Lanţul vulcanic al insulelor *Kurile* continuă, în ocean, Peninsula Kamceatka şi apoi merge spre S până către Hokkaido. Există aici (în Kurile) circa 50 vulcani activi şi 100 recenţi.

---

[13] „fără nume"

Majoritatea insulelor sunt înguste şi alungite, deoarece aparatele vulcanice au apărut în lungul fosei; exemplu, insula Simuşir de 59/4-15 km compusă din 6 vulcani. Aceştia au caldere cu domuri în interior. Cel mai înalt vulcan din Kurile este insula-vulcan *Alaid* (2339 m). Dar poate, **cel mai frumos** este vulcanul **Tiatia** (1822 m), similar cu Vezuviul, dar cu un con perfect, brăzdat spre bază de ogaşe radiale şi uniforme.

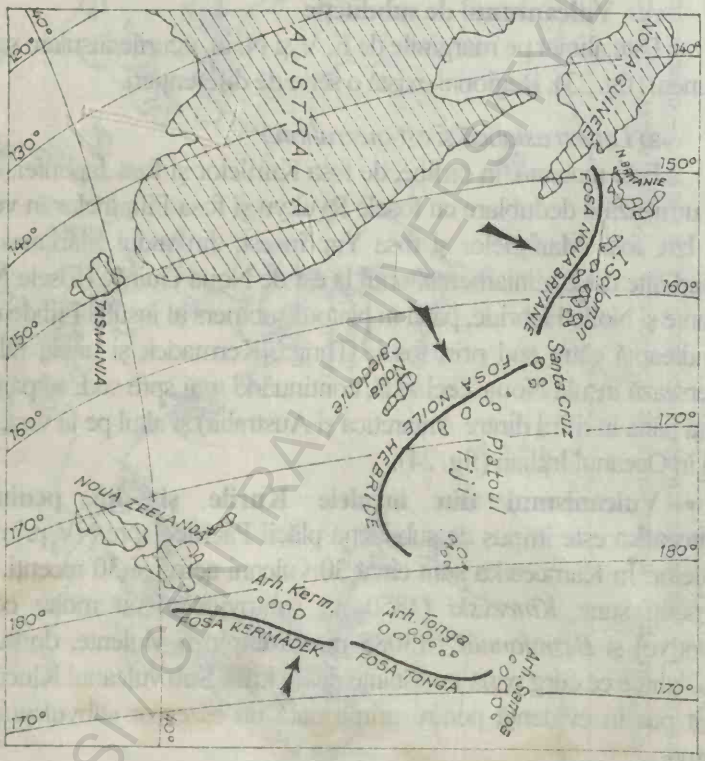


Fig. 24. Vulcanismul în SV-ul Pacificului
(fosele Noua Britanie – Kermadek)

• **Insulele Japoneze** (Hokkaido, Honshu, Kyushu şi insulele Ryukyu), mărginite spre est de fosele cu aceleaşi nume, cuprind peste 200 vulcani actuali şi peste 70 recenţi. Japonia este socotită ţara Soarelui

- răsare, dar și țara vulcanilor și a cutremurelor. **Fuji** este unul din simbolurile acestei țări. Peste Japonia se extind *trei areale vulcanice* care își dau întâlnire în insula Honshu. Un arc vine din Kamceatka și Kurile și merge în lungul insulei Hokkaido până în centrul insulei Honshu. Peste vestul insulei Honshu trece arcul sudic care ajunge în Kyushu și Ryukyu și se prelungește în Filipine. Un al treilea aliniament, situat mai în est, merge tot către sud și ajunge în insulele Izu-Bonin și apoi în insulele Mariane.

În Honshu sunt cei mai cunoscuți vulcani: *Fuji-yama* (3776 m), *Bandai-san*, *Asama-yama*. În Kyushu se află: *Sakurajima* cu peste 100 explozii pe an (emite continuu după 1955, motiv pentru care a fost numit și *Vezuviul Orientului*), *Aso* (o calderă cu 10 conuri), *Kirishima* (pe vârful lui se zice că a coborât nepotul Soarelui din care descind japonezii). Arhipelagul Ryukyu se compune din insule vulcanice mici. Japonia și împrejurimule au și *vulcani sub apă*, mai ales în raza insulelor Izu (*Kaitoku*), a insulelor Mariane (*Fukutoku-oka-no-ba* care formează insule ce dispar apoi repede) și Ryukyu (*Kikai*).

Se adaugă, acestui sector, și insula **Taiwan**, care se află la limita sudică a fosei Ryukyu; are vulcanism în NV.

- **Insulele Izu, Bonin și Mariane** se află în estul plăcii Filipineze sub care se subduce placa Pacifică. În acest lanț sunt peste 40 de vulcani (cu multe erupții submarine, forme de calderă etc.).
- **Arhipelagul Filipinez** este compus dintr-un aliniament de insule, situat la *sud-vestul fosei și plăcii Filipineze*. Cei peste 40 vulcani stau pe un fundament continental și sunt dintre cei mai violenți (15 activi): *Taal* (erupe aproape permanent după 1960, în special erupții magmato-freatice), **Mayon** (*cel mai perfect vulcan al Terrei*, dar periculos, cu lahare, fântâni de lave, cenușe, nori arzători), *Hibokhibok* (domuri, lahare, nori arzători) *Bulusan* ș.a.
- **Arhipelagul Indonezian** prezintă **cei mai mulți vulcani activi** dintr-o regiune a Terrei și cei mai periculoși. Aici există peste 500 vulcani, între care aproape 100 au erupt în timpuri istorice. Vulcanii se aliniază pe un arc lung de 6000 km, din insula Sumatera, peste Java,

până la est de Marea Molucelor. Periculozitatea acestor vulcani constă în **explozii extraordinar de puternice**, imense *curgeri noroioase*, *volume mari de ape* în cratere care la explozie produc curgeri noroioase, *alunecări*, *prăbușiri* și posibilitatea formării de *tsunami*, toate acestea pe fondul unor regiuni foarte populate. De altfel, numele de „lahare" (torent noroios cu blocuri de pietre) provine din Indonezia și tot aici s-au format primele tunele de drenare a apei din lacurile de crater (la vulcanul *Kelud* din Java).

Pentru mărimea exploziilor sunt vestiți vulcanii **Krakatoa** (din marginea insulei Sumatera) și **Tambora** (insula Sumbawa situată la est de Java). Primul a fost notat mult timp cu cea mai mare explozie din timpurile istorice, cu multe victime, în 1883 (explozie de tip plinian sau vezuvian), când s-a format o mare calderă, în care a apărut, în 1927, un con numit Anak Krakatoa (fiul lui Krakatoa). Se spune că zgomotul exploziei s-ar fi auzit până la 5000 km, cenușa a urcat până la 80 km și a înconjurat globul de câteva ori, materialele expulzate fiind aproximate la 16 km^3. Piatra ponce care plutea pe apă a blocat navigația prin strâmtoarea Sunda (între Sumatera și Java), iar suprafețele agricole de pe insulele din jur au fost distruse. Insula Krakatoa a dispărut în bună parte, în locul ei s-a format o calderă cu fundul la minus 270 m; a apărut și un tsunami înalt de 30 m, care s-a abătut peste Sumatera și Java, victimele ridicându-se la 36000.

Tambora este un vulcan vechi, de tip scut, peste care s-a ridicat, acum 5000 de ani, un con, iar în 1815 aici s-a produs **cea mai puternică explozie din timpurile istorice**, care a dus la prăbușirea calderei; cenușa plimbată în atmosferă a redus căldura din vara anului 1816 în America de Nord și Europa nordică, motiv pentru care anul respectiv a fost supranumit **anul fără vară**. Volumul de materiale aruncat în aer se pare că a fost cu circa 100 km^3 mai mult decât la Krakatoa (în 1883). Au existat aproximativ 12000 de victime, dar mai târziu cam 80000 au murit de foame.

În Sumatera, Java și Celebes se găsesc și **gheizere**, iar în Java, vulcanul **Merapi** are crater pelean, emițând nori arzători în 1930, 1969 și 1972.

Arhipelagul Molucelor, situat la sud de Filipine, are mai mulți vulcani în insula Halmahera (peste 10 vulcani) și mai la vest în insula Sulawesi (Celebes), peste 20 vulcani.

Vulcanii din Melanezia se aliniază la SE de insula Noua Guinee (care în general nu are un vulcanism activ) și de prelungirea sa Noua Caledonie, trecând ca un lanț de vulcani-insule și vulcani submarini prin sudul Mării Bismarck, insulele Solomon și Noile Hebride. Există peste 30 de vulcani activi, care împreună cu ceilalți se dispun la NE de unele fose principale, unde subducția se realizează de la sud spre nord sau de la vest la est, adică invers decât mai la nord (fig. 24). În SE-ul Noii Guinee există trei vulcani, între care **Lamington**, socotit stins, a erupt catastrofal în 1951, ca tip pelean, făcând peste 3000 de victime. În Marea Bismarck apar multe insule și insulițe, vârfuri ale unor vulcani. Vulcanii din acest arhipelag erup adesea simultan. Între cei mai cunoscuți vulcani ai arhipelagului Bismarck este **Manam** (1725 m), cu erupții de tip strombolian, un strato-vulcan bazaltic, care are și o stație vulcanologică. Ceva mai complex este vulcanul *Karkar* (1840 m), cu *două caldere îmbucate*, cea internă având și un mic con cu cratere. În insula Noua Britanie sunt 8 vulcani activi; aici se remarcă mai ales caldera *Rabaul* ce are două conuri (Vulcan și Tavurvur).

Arhipelagul Solomon are în nord insula Bougainville cu vulcanul *Balbi* (2591 m) și *Bagana* (1750 m) care este foarte activ. Erupțiile repetate ale vulcanului submarin *Kavachi* formează insule efemere.

În *Noile Hebride*, lanțul vulcanic are circa 1000 km, în care se remarcă mai ales cei din insulele Vanuatu.

Insulele Tonga și Kermadec compun un șir de *arc vulcanic* situate la vest de fosele cu același nume (aproximativ pe meridianul 180^0). Au 10 centre eruptive submarine și 5 subaeriene. În apropiere se află și *arhipelagul Samoa* (peste 25 vulcani) și *insulele Fiji* (vulcani mai vechi, cu recifi, situați pe un platou subvulcanic născut prin expansiune intraarc).

- **Noua Zeelandă** este o masă continentală (ca și Noua Guinee și Noua Caledonie), afectată de o mare falie tranformantă, ce a impus

vulcanism exploziv, mai ales în insula nordică. Este faimoasă explozia catastrofală din 1886 a vulcanului **Tarawera** care a distrus cunoscutele depozite de geyserite, cu Terasele roz și albe. Noua Zeenlandă prezintă **și multe manifestări postvulcanice**. Există arii geotermale extinse, gheizere, câmpuri cu solfatare.

b) *Latura nordică* (**Alaska și Aleutinele**)

Este marcată de fosa Aleutinelor (în care se subduce placa Pacifică), la nord de care se extinde peninsula Alaska și șirul Aleutinelor (din placa atlanto-nordamericană), pe o lungime de peste 2400 km, cu circa **10 % din vulcanii globului**. Există peste 120 vulcani (60 activi).

În Alaska vulcanii, în număr de 18, sunt acoperiți de zăpadă și gheață instalate adesea în caldere. Mai cunoscut este **Katmai**, cu o calderă mare, un aliniament de cumulo-domuri, *cu ignimbrite* (erupte în 1912 - *singurele cunoscute în timpul istoric*) din care s-au ridicat fumarole în „Valea celor 10 000 de fumuri" (azi dispărute).

În Aleutine vulcanii activi formează un front pe latura nordică, indicând o deplasare în timp a vulcanismului.

c) *Latura americană*

Prezintă fose active numai lângă America de Sud și Centrală. Mai la nord, unde s-a produs coliziunea între rift și fosă (ca urmare a avansării Americii de Nord spre V), acestea au dispărut și subducția a încetat, cu excepția porțiunii de la N de San Francisco unde au rămas trei segmente active de rift (fig. 25), care continuă să creeze crustă. În estul acestor segmente apare o fosă discontinuă, iar pe continent, erupții (în Munții Cascadelor). Vulcanii din vestul Americii au în general caracter *postorogen*, **legat de Anzi și Stâncoși**.

- **Vulcanii din Canada și SUA** sunt plasați, în special, în Munții Cascadelor (SUA și Canada), (fig. 26). Există câțiva vulcani mici, cuaternari, și mai la N, în Canada, legați de fosa Alaska - Aleutine.

În Munții Cascadelor (N de falia San Andreas) se află 7 vulcani activi și 15 recenți. Cei mai tineri vulcani sunt din pleistocen, de tip stratovulcani, înalți de 2000-4000 m, majoritatea au ghețari și sunt în număr de 17. În ultimele două milenii 10 dintre aceștia au erupt

exploziv. Între ei, **Rainer**, de 4392 m (*Tachoman*, pentru indieni), este unul dintre cei mai mari vulcani din lume (alături de Fuji-Yama și Popocatepetl); produce avalanșe noroioase și are ghețari. **St. Helens** a erupt puternic în 1980, filmat minuțios de americani, inclusiv în faza premergătoare.

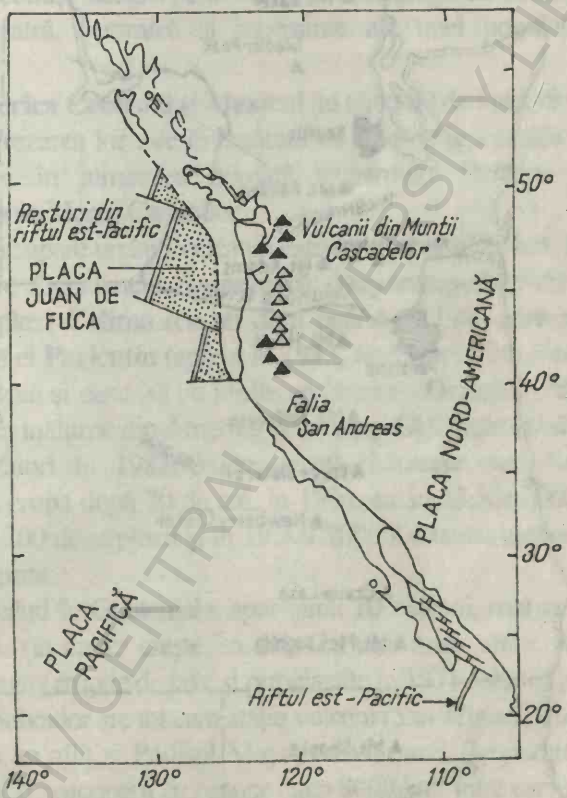


Fig.25. Structură și vulcanism de subducție în NE-ul Pacificului (Silven E.A., 1971)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

O regiune vulcanică deosebită este **Yellowstone Park**, cu peste 100 de gheizere. Este vorba de un vechi platou de ignimbrite, extins pe 7500 km^2. În prezent au loc manifestări postvulcanice cu veniri de ape fierbinți și vapori.

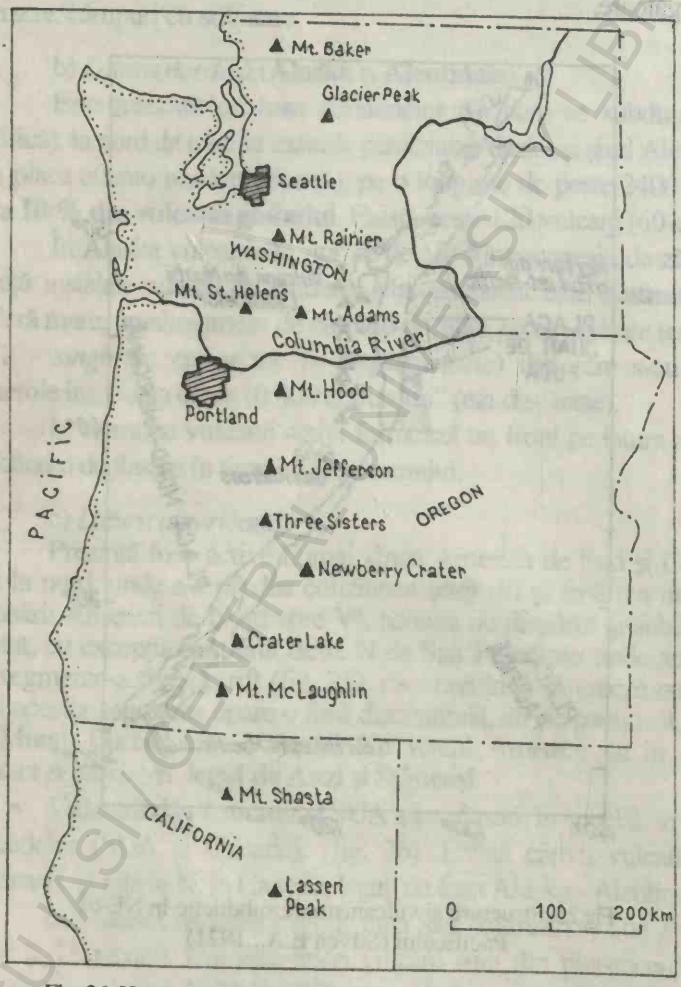


Fig. 26. Harta vulcanilor din Cascade Range, vestul S.U.A. (M. Koenig ș.a.)

Formațiuni de ignimbrite se găsesc și în *statul Idaho*, pe o suprafață de 13000 km^2.

Semnificativ este și *Câmpul vulcanic San Francisco Peak*, din Arizona, cu peste 5000 km^2, și cu circa 200 de conuri de sfărâmături și cenușe. În această parte, vulcanul **Sunset Crater** a erupt în anul 1064 depunând o cenușe neagră pe 2000 km^2. Arheologii au descoperit aici colibe de piatră, ceramică și morminte ale unei populații locale (*sinagua*).

- **America Centrală și Mexicul** au circa 60 de vulcani recenți și 40 actuali. Prezența lor este în legătură cu fosa ce se extinde în vestul Mexicului și în jumătatea nordică a istmului Panama (vezi și vulcanismul din Marea Caraibilor).

În Mexic apare un lanț vulcanic extins pe circa 1000 km, în Munții Sierra Madre Occidental. Se remarcă: **Popocatepetl** (5452 m), un vulcan complex, **Colima** (cu un dom apărut în 1987 care se află în crater), lângă el **Paricutin** (apărut în 1943, este vulcanul a cărui naștere a fost observată și descrisă cu multe amănunte), **Orizaba** (5700 m) al doilea vârf ca înălțime din America de Nord și **El Chichon** cu o erupție de nori arzători în 1982. Popocatepetl (Muntele care fumegă) a reînceput să erupă după 70 de ani, în 1994, iar în 13.XII.2000 au avut loc aproape 200 de explozii și în 19.XII.2000 a aruncat cenușe la peste 2000 m înălțime.

Trecând în Guatemala, apar circa 10 vulcani, mai activi fiind: *Santa Maria* (în crater crește un dom cu mai mulți spini, verticali și laterali), *Fuego* (erupție de lave și piroclastite în 1971, lahare) ș.a.

El Salvador are tot cam atâția vulcani (*San Miguel*, *Izalco*, 1966 m ș.a.); aici se află și Podișul Maya, cu vulcanul *Ilgopango*, care în secolul III î.Ch. a acoperit cu cenușe circa 8000 km^2 între care și **așezări mayașe**. O populație aproximată la circa 300000 locuitori a plecat în alte locuri.

În Nicaragua numărul vulcanilor este ceva mai mare, caracterizați prin solfatare, izvoare termale, dar și **explozii** violente (*Cerro Negro*, *San Cristobal* ș.a.).

În fine, Costa Rica are 8 vulcani actuali, între care *Arenal* a emis și nori arzători.

În Panama nu sunt vulcani actuali, fenomenul încetând din miocen.

• **Insulele Antile** au ca specific **erupții peleene.** Sunt cunoscute erupțiile catastrofale ale lui **Mont Pelée** (insula Martinica) și **La Soufrière** (insula St. Vincent). În 1902 norii arzători emanați de Mont Pelée au omorât 30000 oameni, iar cei ai lui Soufrière, 75 oameni în 1812 și 1500 în 1902 (vezi și Vulcanismul de subducție din Atlantic).

• **America de Sud** este marcată, în Pacific, de *fosa Chile-Peru*, în care se subduce placa Pacifică. Vulcanismul dăinuie și aici din mezozoic (dar mai ales din miocen), cel actual fiind prezent începând din Columbia către sud. Există cam 50 vulcani actuali sau activi și peste 60 recenți. Sunt în general **foarte înalți**, deoarece apar pe un fundament ridicat, compus în mare parte dintr-un „platou" de ignimbrite specific îndeosebi Anzilor Centrali, *cea mai extinsă regiune cu ignimbrite* (150000 km^2). Vârfurile lor **depășesc limita zăpezilor**, au ghețari masivi și de aceea la erupții produc *lahare de proporții*. Vulcanii Anzilor sunt dominați de roci andezitice, nume luat de la Anzi. Se grupează în trei segmente mari.

Segmentul nordic cuprinde Columbia și Ecuadorul. Aici există 16 vulcani activi. În Columbia se citează *El Galeras* și mai ales **Nevada del Ruiz** (5398 m) situat la 100 km de Bogota, vestit pentru *cel mai mare potop de noroi*, din 1985, când laharele au acoperit aproape tot orășelul Armero, făcând peste 20000 victime. Datorită exploziei, calota de gheață din vârf s-a topit și apa amestecată cu cenușe a produs ploi și scurgeri enorme de noroi și stânci.

În Ecuador se găsesc: **Cotopaxi** (5869 m), **Sangay** (5323 m), **Chimborazo** (6267 m) **cel mai înalt vulcan activ** de pe glob: măsurat de la centrul Pământului este chiar mai înalt decât Everestul cu 2150 m (vulcanul fiind pe ecuator, unde Pământul e mai bombat).

Al doilea segment vulcanic ocupă Anzii Centrali, sau Peru și Chile de nord, cu 9 vulcani activi și foarte mulți stinși, împreună formând

una din cele mai mari densități de vulcani. Sunt totodată și foarte înalți. Mai importanți sunt: *Masti*, 5842 m (în Peru), *Guallatin* (5660 m), *San Pedro* (6165 m), *Llullaillaco* (6723 m), **El Laco** (curios pentru lacul său cu magnetit și hematit, respectiv lavă magnetică, menținută lichidă), **Ojos del Salado** (6886 m) **cel mai înalt vulcan neactiv** de pe glob.

Segmentul sudic se extinde peste jumătatea sudică a lui Chile și are peste 20 vulcani activi, între care: *Tupungatto*, *Villarica*, *Maipo*, *Domuyo* ș.a.

B. **Vulcanismul ariilor de expansiune**

Este legat de riftul **Pacificului** (fig. 27), în formă de arc de cerc. Riftul pătrunde printre Antarctica și Australia, se îndreaptă spre nord în fața Americii de Sud, mergând mult la vest de ea, apoi se apropie de țărmul Americii de Nord, intră în golful Californiei, de unde, pe uscat, e înlocuit de falia transformantă San Andreas, după care la nord de peninsulă mai apar trei mici fragmente de rift (fig. 25).

În fața Americii de Sud, de la insulele Galapagos și Paștelui se desprid două ramificații ce separă trei plăci: Antarctica, Nazca și Cocos. Extensiile din aceste aliniamente sunt marcate de **puțini vulcani**: insula *Buckle* (între SE Australiei și Antarctica), *Insula Paștelui* (lave cu peșteri, mai rar tufuri, din care au fost sculptate statuile de aici, și scorii roșii, folosite pentru partea superioară a statuilor), mai dezvoltați fiind pe continentul Americii de Nord (aici pare a exista în actual tendința instalării unui rift). În această ultimă parte, vulcanii apar pe o suprafață largă, din statele sudice (*California*, *Arizona* și *New Mexico*) până în nord (statele Washington și Idaho). Se găsesc fragmente de *platouri bazaltice* (platoul *Snake River* din Idaho), conuri de piroclastite, maare, iar în Canada există un mare platou (*Columbia River*).

C. **Vulcanismul ariilor fierbinți**

Se găsește nu la marginile de placă, ci în interiorul acesteia și reprezintă circa 5 % din vulcanii activi. În Pacific sunt ordonați pe **trei aliniamente** (fig. 28) situate în Pacificul central: *arhipelagul Hawaii* continuat spre NV cu un lanț vulcanic submarin, *Insulele Galapagos* și *Insulele Australe* cu vulcanul *McDonald*.

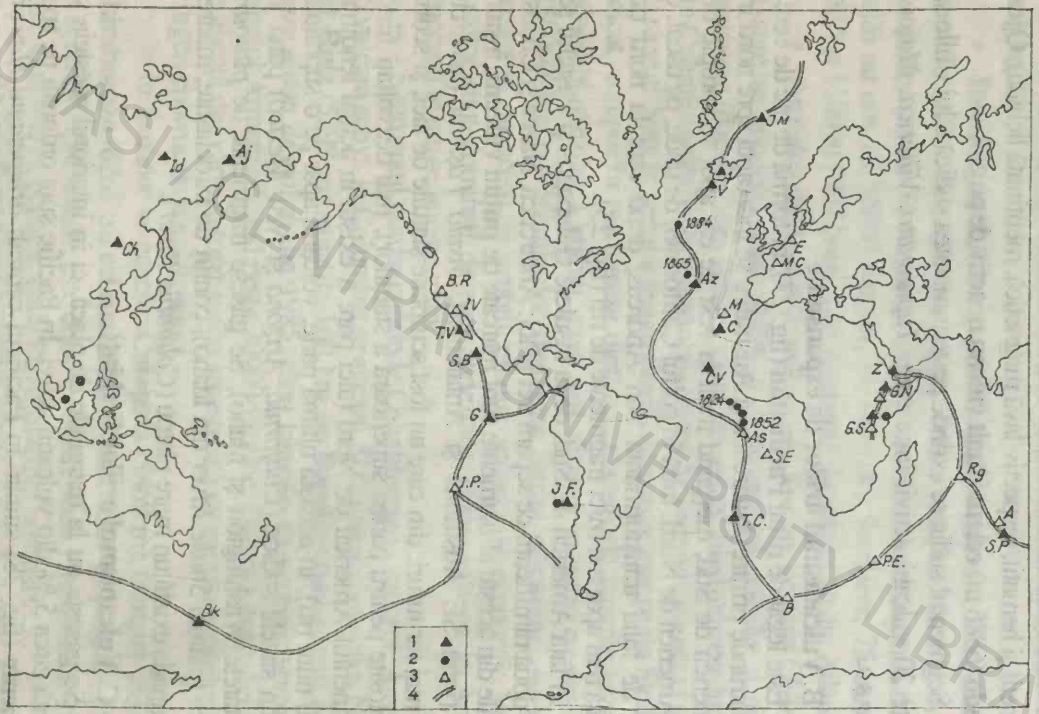


Fig. 27. Vulcanismul asociat regiunilor de expansiune: 1 – vulcani activi subaerieni, 2 – idem submarini, 3 – vulcani cu manifestări recente, 4 – rifturi (D. Rădulescu, 1976)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

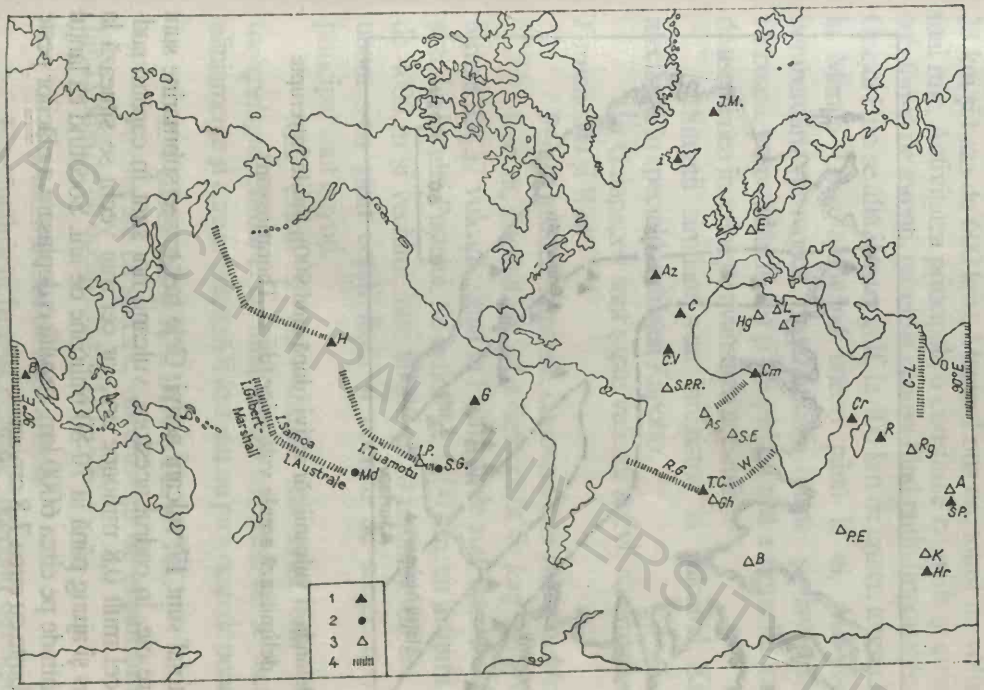


Fig. 28. Vulcanismul actual şi recent generat de regiunile fierbinți: 1 – vulcani activi subaerieni, 2 – idem submarini, 3 – vulcani cu manifestări recente, 4 – cicatrice ale regiunilor fierbinți (lanțuri de munți vulcanici submarini, plus sau minus insule vulcanice), după D. Rădulescu

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ

Aliniamentele par impuse de deplasarea plăcii Pacfice peste trei puncte fierbinți (*hot spots*) existente sub scoarță. Vulcanii de azi se înalță pe platoul suboceanic, ca *guyoți* sau ca insule, și sunt de tip *scut*.

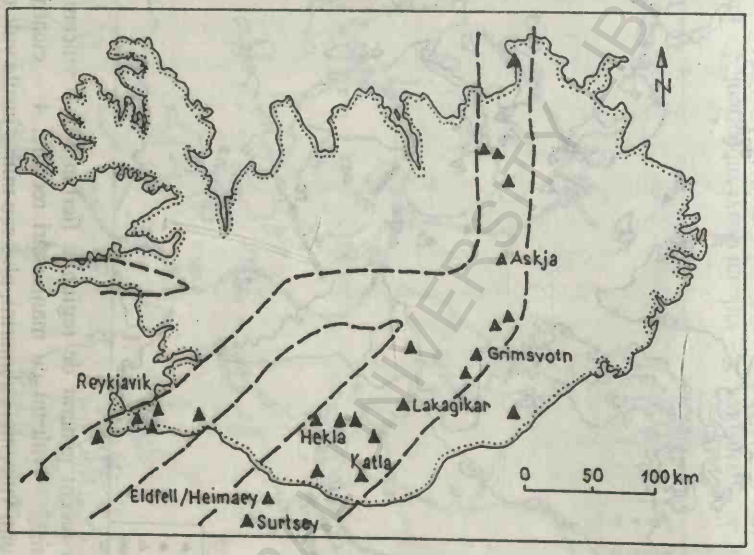


Fig. 29. Islanda și vulcanii săi activi (după anul 900); liniile întrerupte delimitează areale vulcanice (după Thorarinsson)

În total sunt 17 vulcani activi. Cele trei trasee submarine sunt paralele între ele. În cadrul acestora, vulcanii noi sunt în capătul sud-estic și au cel mult 0,8 milioane ani, iar cei mai vechi se situează la capătul opus și ajung până la 70-80 milioane de ani. Socotind că lanțul Hawaii se întinde pe circa 6000 km, rezultă o deplasare a plăcilor peste punctul fierbinte cu circa 7-8 cm/an.

Insula principală din Hawaii (*Big Island*) este formată din cinci vulcani (*Kilauea*, *Manua Loua*, *Hualalai*, *Mauna Kea* și *Kohala*) din care primii trei sunt activi în zilele noastre. **Manua Loua** este un colos, de fapt **cel mai mare vulcan al globului**, deoarece are baza la minus

5000 m pe platoul suboceanic şi se înalţă cu 4170 m peste nivelul mării, adică în total 9170 m (mai înalt decât Everestul). Comparat cu cel mai înalt vulcan din sistemul Solar, *Olympus Rex* de pe Marte (înalt de 23 km şi baza de 600 km), Manua Loua are totuşi un volum de 17 ori mai mic. Activitatea principală o constituie erupţiile şi emisiile de lavă sub formă de torenţi, gazele şi cenuşa fiind puţin importante.

Oraşul Hilo se află într-un golf, la 400 km de crater, torentele de lavă de la Manua Loua ajungând uneori până la el. Aici s-au executat bombardări (provoacă degazeificări bruşte şi lava devine foarte vâscoasă, consolidându-se) şi stropiri cu apă a frontului torentului care de asemenea încetineşte avansarea acestuia.

Situaţii similare s-au înregistrat la vulcanul **Kilauea**, care afectează în special localitatea Kapoho.

În Galapagos sunt şapte vulcani activi, cu erupţii recente fiind *Fernandina* şi *Wolf*.

Pentru insulele Australe, cunoscut este vulcanul *McDonald*.

Recent, satelitul ERS-1 a descoperit *un lanţ vulcanic submarin*, format din 37 vulcani, situat în Pacificul de sud, între Insulele Australe şi sudul Insulei Paştelui. Se extind pe 1500 km, au înălţimi (submarine) de 4000 m şi vechimi între 80000 şi 20 milioane de ani. Pe vârfurile unora s-au găsit corali fosili şi cochilii de scoici, dovedind că în principal sunt guyoţi.

Mai există şi alţi vulcani submarini sau chiar insulari (*arhipelagul Caroline*, cu mulţi recifi) care însă nu se încadrează unor aliniamente şi care ar putea să fi fost sau nu provocaţi de puncte fierbinţi.

2. VULCANISMUL DIN ATLANTIC

Acesta are ca specific vulcanismul **de expansiune** a scoarţei, fiind vorba de un ocean tânăr, cu rift deschis.

A. Vulcanismul de expansiune

Este întâlnit în **lungul riftului**, începând din nord: insula *Jan Mayen* (vulcanul Beerenberg), *Islanda*, *Arhipelagul Azore* (vulcanul *Capelinhos*), *insulele Ascension*, *Tristan da Cunhna* (vulcanul Enos), *Sf. Elena* (un con cu o bază de 4000 m sub ocean) ş.a.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

În cadrul acestui rift, cea mai importantă și interesantă regiune este **Islanda**. Aici se găsesc circa 130 vulcani stinși, aproximativ 30 puncte de erupție, iar lava emisă în timpurile istorice reprezintă aproape ¼ din cantitatea apărută pe uscatul globului (M. Koenig și H. Heierli, 1998). Tot aici există erupții subglaciare, deoarece Islanda este deopotrivă *țara vulcanilor și a ghețarilor*, apar gheizere și zeci de puncte cu apă termală. Cei mai mari vulcani din Europa, ca și cei mai mari ghețari sunt în Islanda (M. Koenig ș.a.). Mai presus de toate, însă, Islanda este locul unde despicăturile riftului Atlantic se deschid la suprafață. Pe acestea apar **vulcani fisurali**, dominați de lavă bazaltică.

Emisiile de lave sunt lente, dar și explozive. Acestea din urmă au loc când lava vine în contact cu apa sau când e vorba de lave acide. În asemenea cazuri apar și cenușe, zgură, bombe. Când lava vine în contact cu gheața, aceasta se topește și provoacă **torenți imenși**, cu debite uneori până la peste 100000 m^3/s, care provoacă inundații deosebite. Între vulcanii mai importanți se citează: **Laki**, **Hekla**, **Eldfell** (lângă orășelul Vestmannaeyjar) și *Krafla* (vezi și fig. 29).

La distanță de rift, către NV Africii există mai multe arhipelaguri, care par a fi pe rifturi asociate sau au luat naștere pe riftul principal și apoi s-au deplasat o dată cu creșterea plăcii: *Arhipelagul Madeira*, *Insulele Canare* (cu insulele La Palma, Tenerife, Gran Canaria ș.a.), *Insulele Capului Verde*.

B. **Vulcanismul de subducție**

Este redus, Atlanticul neavând areale de consum a scoarței decât în **două mici regiuni**: *Marea Caraibilor* și *Arcul Scoției* (în S Americii de S) prelungit în Antarctica. În fapt, aceste două areale reprezintă *protuberanțe pacifice* avansate în Atlantic, prima printre cele două Americi (unde a format mezoplaca Caraibilor), iar a doua printre America de S și Antarctica (Marea Scoției).

În Caraibe, vechea fosă Cubană (din estul Cubei), în care placa Pacifică intră sub cea Atlantică, s-a închis la sfârșitul mezozoicului; a rămas însă, activă, *fosa Puerto Rico* (unde placa Caraibă a continuat să avanseze mult spre est, impunând un șanț

transformant spre Cuba) prin care placa Atlantică pătrunde azi sub cea Pacifică, determinând *vulcanismul actual din Antilele Mari*. Există aici vulcani în activitate, dintre care vestitul **Mont Pelée** în Martinica și **La Soufrière** din insula St. Vincent.

Arcul Scoției, din SE Americii de Sud, este format din insulele: Georgia de Sud, Sandwich de Sud, Orkeney, Shetland de Sud și Peninsula Antarctica. Ele au o *structură similară lanțului Andin*, dovedind continuitatea acestuia în Antarctica. Protuberanța pacifică a Mării Scoția a avansat spre E, rupând acea unitate și creând în fruntea sa *fosa Sandwich* (la est de Insulele Sandwich de Sud). Și aici placa Atlantică intră sub cea Pacifică. În sud însă, în arealul insulelor Shetland, placa Pacifică este cea care se subduce spre est. În ambele părți apar vulcani.

Independent de aceste structuri andine mai există un vulcan activ și în Antarctica, **Erebus** (3800 m), care erupe sub gheață, iar gazele emise îngheață adesea chiar la ieșire.

C. **Vulcanismul de zonă fierbinte**

Pare a fi localizat în Islanda, Tristan da Cunha, Ascension și, echivoc, pentru Canare și Arhipelagul Capului Verde. La primele trei apar, lateral de ele, **cordiliere de munți submarini**, care ar indica dâra lăsată de zonele fierbinți în placa ce s-a deplasat deasupra lor. Astfel, de la Islanda spre nordul insulelor Britanice se află *cordiliera Wyrille-Thomson*. De la Tristan da Cunha pornește *cordiliera Walvis* spre Angola, iar în sens opus, *cordiliera Rio Grande*. De la Ascension se extinde *o cordilieră spre Camerun* (prin insulele Annobon, Sao Tomé, Principe, Fernando Poo).

3. **VULCANISMUL ÎN OCEANUL INDIAN**

Vulcanismul de aici este redus deoarece are **puține segmente active** (fosa Sunda la SV de Sumatera și Java).

A. **Vulcanismul de expansiune**

Se găsește **pe cele trei ramificații de rift** ce se întâlnesc la S de insula Rodriguiez. Pe ramura dinspre Atlantic se află insula vulcanică

Prințul Edward (cu vulcanul *Marion*), pe ramura indiano-antarctică, *insulele Noul Amsterdam și St. Paul*, iar pe ramura nordică (Cordiliera Carlsberg sau Scotra-Chagos) nu există vulcanism. Această ultimă ramură pare a pătrunde adânc în Golful Aden și Marea Roșie, unde apare vulcanism în partea de S (câteva insule).

Există încă un vulcanism puternic **în vestul plăcii Arabe** (Arabia Saudită), dar nu legat de rift, ci de fracturi cauzate de ciocnirea acestei plăci cu cea Euroasiatică. Vulcanii se prelungesc și în Iordania și Siria cu un *platou de bazalte*.

B. Vulcanismul de subducție

Apare în arcul insular Sumatera, Java, Sondele Mici și mai departe în Moluce și este destul de puternic. Placa Indiană se subduce sub acest arc insular. În total sunt **peste 150 de vulcani**, actuali și recenți. Mai cunoscuți sunt: **Krakatoa** (între Sumatera și Java), **Merapi** (a făcut un mare număr de victime omenești), **Tambora** (insula Sumbawa) ș.a. Acest arc insular este însă un diverticol al Cercului de Foc al Pacificului (vezi și Arhipelagul Indonezian – la Pacific).

C. Vulcanismul ariilor fierbinți

Cuprinde, cu probabilitate, *cordiliera Laccadive – Chagos* (în S Indiei) și *Ninety de Est*, precum și vulcanii din insulele situate la NV și NE de Madagascar (*Insulele Comore*, *Mascarene*) și *Insulele Kerguelen* (din S).

4. VULCANISMUL DIN AREALUL MĂRII TETHIS

Este de tip *subducție* și se manifestă peste structuri foarte diverse. Acestea au rezultat din închiderea vechiului ocean de tip golf ce se deschidea larg între Eurasia și Gondwana spre Pacificul de azi. În procesul de apropiere a plăcilor Eurasiatică, Africană și Arabică au apărut și multe microplăci și blocuri care de obicei s-au rotit diferit, dar aproape toate s-au ciocnit de placa Eurasiatică. Din toate acestea a rezultat orogenul alpino-carpato-himalaian, cu subducții spre nord, dar și spre sud etc.

Vulcanismul se manifestă, sau s-a manifestat, atât în vechime, **în masive hercinice** cum ar fi Masivul Central Francez, Masivul Șistos

Rhenan, cât și **în orogenul alpin** propriu-zis și s-a retras în timp la aria așa-ziselor resturi ale Tethysului (Mediterana ș.a.).

a) În cazul *orogenului alpin* se remarcă **vulcanismul din Carpați și Balcani**, după care trece în Caucaz, iar mai la est rămâne nesemnificativ. Pentru **Caucaz** citâm vulcanii *Kazbek* și *Elbrus*. Mai la S apare un aliniament de falii, ce pornește *din Turcia* (Podișul Anatoliei cu vulcanul **Ararat** ș.a.) până *în Iran* (unde s-au ciocnit placa Arabică cu fosta microplacă Iraniană, dând Munții Taurus și Zagros).

b) *Mediterana* are **trei sectoare vulcanice**, legate de avansarea plăcii Africane, dar mai ales a multitudinii de microplăci și blocuri rupte din ea, cu tendința de a se lipi plăcii Euroasiatice.

Sectorul vestic prezintă vulcanism **în peninsula Iberică** (în jurul Lisabonei și în SE Spaniei) și e cauzat de o subducție sub această peninsulă.

Sectorul central cuprinde un areal legat oarecum de „placa" Tyrreniană (Golful Liguric, Sardinia, Sicilia, arhipeleagul Lipari și vestul Italiei). Aici se remarcă o desprindere a Corsicei și Sardiniei din spațiul Franței (golfurile Lion și Liguric) cu o deplasare spre Tyrreniana și cu o mai veche subducție sub Italia (spre NE). Insulele Sicilia și Lipari ar fi arcul sudic al acestui sector, ce se asociază subducției către N. Vulcanism mai vechi este prezent **în Sardinia**, în **vestul Italiei** etc., iar cel actual și recent în *vestul Italiei* (**Vezuviu - Câmpiile Flegreene - insula Ischia**, respectiv **regiunea Napoli**), în *arhipeleagul Lipari* (**Stromboli, Vulcano**), în *Sicilia* (**Etna**) și *insula Pantellaria* (cu un vulcan-scut, de unde s-ar continua în Africa).

Sectorul estic are ca element generator de vulcanism *fosa Elenă* (vest Peloponez, sud Creta, sud Anatolia) unde fundul Mediteranei se subduce sub microplaca Egeană. În nordul arcului insular Cretan (din nordul fosei) se găsește un **arc insular vulcanic**, care începe din *istmul Corint, peninsula Methana* (NE Peloponez) și *arhipelagul Cicladelor* (cu vulcani activi în *Santorin* și *Nisyros*), după care se trece în *estul Anatoliei* (de la Izmir spre Marea Marmara).

Descriem câțiva **vulcani vestiți** care se află în sectorul central și în cel estic al Mediteranei.

Etna, situat în nordul Siciliei, este socotit cel mai înalt vulcan al Europei propriu-zise (3340 m). După producția de lavă este și cel mai activ vulcan. La 2950 m se găsește un observator vulcanic. Turiștii vizitează acest vulcan în număr mare, folosindu-se de un teleferic. Poalele sale sunt împânzite de așezări, viță de vie, livezi de portocali, măslini și migdali. Prezintă erupții centrale de *tip strombolian*, uneori fiind socotit tipul vulcanilor cu astfel de erupții centrale. Totuși, erupțiile sale din craterul central sunt relativ slabe, mai dese și mai importante fiind venirile de lave de pe crăpături laterale ale conului. Un asemenea torent a distrus, în 1971, observatorul vulcanic. În astfel de situații se realizează baraje pentru devierea torentului de lavă, se sapă jgheaburi artificiale, se folosesc explozibili etc. Prezintă circa 200 conuri parazitare. Ca peisaj, se impun trei etaje: regiune cultivata, regiune boscosa (cu fag, castan, pin), regiune deserta (stânci, lave, cenușe, zăpadă).

Vulcano se află în insulele Lipari și a fost luat drept tip de erupție. Localizat în insula Vulcano, apare ca un stratovulcan tipic. Inițial a fost o calderă, umplută ulterior cu un con. În prezent emite fumarole și solfatare. Pe insulă se găsesc încă doi vulcani, *Vulcanello* și *Fossa*. Acesta din urmă a erupt relativ puternic în 1771 și 1888-90, ultima oară afectând exploatările de sulf, unde lucrau ocnași, iar câteva vase aflate în port au luat foc (Martin A. Koenig).

Stromboli, alt vulcan din insulele Lipari, cu un crater aproape mereu deschis, este și el luat ca tip specific de erupție (vezi Tipurile de erupție ...) și este foarte activ. A fost supranumit de către navigatorii greci și romani „farul Mediteranei", datorită erupțiilor relativ dese și a înaltei și persistentei sale coloane de gaze. Poziția acestei coloane indică direcția vântului și după ea se fac previziuni ale vremii. Vulcanul a fost considerat de aceea locașul zeului Eol. Lavele sunt mai ales bazaltice și se scurg până la distanțe mari. Emite însă și zgure și cenușe, iar amestecul gazelor cu apa mării dă naștere la explozii și erupții de tip

freatic. Între erupțiile mai importante se citează cele din anii 300 î.Ch., 1930, 1985. Deși are puțin peste 900 m, vulcanul se continuă mult sub Marea Tireniană până la minus 2300 m. Dealtfel, în Marea Tireniană, între Sicilia și Napoli, există și o serie de vulcani submarini.

Vezuviul face parte din aria vulcanică situată în vestul Italiei. Este vorba de o regiune unde țărmul mării suferă ridicări sau coborâri și cutremure, cu deosebire în preajma golfului Napoli. Poala Vezuviului ajunge până la golful Napoli, vârful său fiind cotat la 1267 m, dar în timp a oscilat foarte mult (până în 1906 avea 1335 m). Aici se află una dintre cele mai populate regiuni, datorită fertilității solului, dar în preajma golfului s-a creat și multă industrie. Există în jur 15 orașe, plus Napoli, cu circa 2 milioane locuitori, aflat la 15 km de vulcan. Vulcanul este vestit prin **erupția din anul 79**, când a acoperit cu cenușe, pe alocuri și cu lahare, orașele *Pompei* (cu cenușe), *Herculaneum* (cenușe și nămol) și alte localități mai mici; atunci a murit Pliniu cel Bătrân, care încerca să studieze fenomenul. În acel an a luat naștere și actualul Vezuviu, un mare con situat în caldera Somma, mai veche, din care se păstrează numai o margine. Vulcanul vechi, **Somma**, era un stratovulcan format în mai multe faze și care intrase în adormire ; un munte bine împădurit, în craterul căruia pare că se refugiase și Spartacus, sclavul răzvrătit. Poalele muntelui erau ocupate cu viță de vie și multe ferme și vile, motiv pentru care muntele fusese închinat zeului Bachus.

Erupția din anul 79 a fost extrem de violentă încât a distrus vechiul vulcan Somma, dând naștere unei enorme caldere în care s-a clădit actualul Vezuviu. Asfel de erupții, din care rezultă cantități enorme de *piroclasite*, au fost numite de **tip plinian** (vezi și Tipurile de erupții ...). În continuare, Vezuviul, nou născut, a avut o activitate aproape permanentă, întreruptă de perioade de adormire. Paroxisme deosebite au mai avut loc în anii 472 (cenușa a fost transportată de vânt până la Constantinopol), 1631 (când lava și cenușa au acoperit unele sate și au murit peste 4000 de oameni), 1760, 1858, 1874 și câțiva ani în continuare (când vulcanul a atins cota de 1335 m), 1906 (când vârful a

fost aruncat în aer), 1929, 1944 după care a intrat iar în adormire. Vezuviul este unul dintre cei mai vizitați vulcani de către turiști, deși este printre cei mai periculoși, datorită erupțiilor sale neprevăzute.

Monte Nuovo este un vulcan mic, de 133 m, format numai din piroclastite, având un crater adânc de 120 m, situat lângă orășelul Pozzuoli, cam la 15 km de Napoli. În cadrul Câmpiilor Flegreene, ținut feeric de coline cu pâlcuri de pini și izvoare calde, unde și Cicero avea o reședință, a apărut în 1538 Monte Nuovo, ca cel mai tânăr din zonă. Se remarcă prin crăpături la țărm și sub mare, prin care iese apă fierbinte, au loc explozii freatice, aruncări de nămol și blocuri, emanații de solfatare și mai ales cutremure. Așa s-a întâmplat în anii 1968, 1970, 1983.

Santorin este vestit pentru **dispariția culturii minoice**, provocată de catastrofa din jurul anilor 1500-1450 î. Ch. Vulcanul se află în grupul grecesc de insule Thira sau Santorin (insula cea mai mare), situat la sudul șirului insular vulcanic al Cicladelor. Acestea din urmă prelungesc peninsula Ateniană către estul insulei Creta, mărginind Marea Egee, *unul din cele mai seismice locuri din Europa*. Grupul insular Santorin este format din trei insule, resturi dintr-o mare calderă cu fund submarin, dispuse ca un inel, în centrul căruia mai există două insule-con ridicate ulterior în interiorul calderei.

Inițial, aici exista o singură insulă mare, **Thira**, alcătuită din roci sedimentare. Vulcanismul s-a manifestat la sfârșitul terțiarului și în cuaternar, clădindu-se un mare stratovulcan înalt de circa 2000 m, față de circa 500 m cât au insulele actuale (H. Pichler, citat de Martin K.). În urmă cu 18000 ani s-a depus și un important strat de ignimbrite, după care locurile au devenit stabile. Pe aceste ignimbrite s-au instalat, în *epoca bronzului*, așezări ale culturii minoice, care avea centrul la *Cnossos* în insula Creta. Începând cam din anul 1500 î. Ch. au avut loc cutremure distrugătoare, urmate, la circa doi ani, de o explozie deosebită în arealul Thira. Această explozie a fost apreciată ca fiind de patru ori mai puternică decât cea a lui Krakatoa din 1883. Conul de 2000 m a fost distrus, s-au depus cantități mari de *cinerite*, pe alocuri de câteva

zeci de metri grosime. Săpăturile arheologice efectuate recent au exhumat, printre altele, un întreg oraş.

În urma golirii cuptorului magmatic s-a produs o prăbuşire, formându-se *o calderă* cu fundul sub nivelul marin. Concomitent s-a născut şi un tsunami care a măturat insulele din jur, inclusiv Creta şi ţărmurile continentale. Din marginile înalte ale calderei s-au format cele trei insule (între care şi Thira), apărând apoi şi două conuri centrale. Acesta e fenomenul care, se pare, a pus capăt culturii minoice, în timpul epocii târzii a bronzului.

5. VULCANISMUL CONTINENTAL DE EXPANSIUNE ŞI DE ZONE FIERBINŢI

Este mai tipic în: Riftul African, Marea Roşie şi Golful Aden, Europa vestică şi centrală, vestul Americii de Nord şi estul Asiei.

A. Riftul (grabenul) est African

Reprezintă un şir de **depresiuni discontinui,** alungite pe 6500 km, ce se extinde din sudul Mării Roşii până spre gura fluviului Zambezi, lăsând în est placa Somaleză, iar în vest pe cea Africană. Lăţimea sa depăşeşte uneori 100 km. Grabenul este format din segmente, marcate de **lacuri** (Rudolf, Albert, Edward, Kivu, Tanganika, Nyasa ş.a.). Partea centrală are două ramuri, care înconjoară Lacul Victoria, în estul său apărând un arc de depresiuni cu lacuri mai mici, dar cu vulcani mai înalţi.

Partea nordică a grabenului are forma unei pâlnii (**Depresiunea Afar**) deschisă cu o latură spre golful Aden şi cu alta spre ţărmul central-vestic al Mării Roşii. Părţi din Depresiunea Afar sunt mai joase decât nivelul Mării Roşii. De altfel, porţiunea aceasta este o **prelungire a riftului Mării Roşii şi a Golfului Aden**; ea a fost acoperită de apele mării cam în urmă cu maximum 200 000 ani, când s-au format aici *guyoţi*, iar relativ recent a fost exondată. În Depresiunea Afar apar şi erupţii acide, ce au format *stratovulcani*, *caldere*, *domuri*. **Podişul Etiopiei** (de peste 2-3000 m înălţime), din vestul Afarului, este format în mare parte din bazalt, terţiar şi recent. La sud de Addis Abeba sunt

numeroase *maare*, *conuri mici* sau *curgeri de bazalte* din holocen.

În riftul african propriu-zis, vulcanii se înșiră pe cele două ramuri și sunt situați în afara rifturilor. Cei mai activi vulcani din rama vestică se află la nord de lacul Kivu: **Nyiragongo** și **Nyamuragira** (formează lacuri permanente de lavă, de tip hawaii). Pe ramura estică, în afara depresiunilor lacustre, care sunt tot forme vulcanice, apar și vulcani, între care **Kenya** (5 200 m) și **Killimanjaro** (5 895 m), cu gheață și zăpadă pe vârf, ambi inactivi în perioada istorică.

Nyiragongo se găsește în estul Zairului. În acest *vulcan-scut* H. Tazieff a descoperit, în 1949, în craterul adânc de 400 m, două puțuri îmbucate (unul cu diametrul de 500 m, celălalt de 1000 m), cu un *lac de lavă semipermanent*, cunoscut până atunci numai în Hawaii. El ființa, se pare, din 1935, dar în 1977 s-a scurs prin apariția unei crăpături provocată de o erupție, inundând baza sudică și făcând multe victime. Ulterior lacul s-a refăcut.

Nyamuragira, vecin cu Nyiragongo, este tot de tip scut, are un lac de lavă și o activitate mai intensă în perioada actuală.

Triunghiul Afar prezintă un interes aparte, cu un peisaj inedit, aici fiind **regiunea cea mai fierbinte de pe glob**. Este o mare depresiune situată la întâlnirea a *trei plăci și trei rifturi*. Este vorba de plăcile Africană, Somaleză și Arabă și de rifturile est-African, al Mării Roșii și al Oceanului Indian (materializat prin golful Aden). Aici Africa se depărtează de Arabia și Somalia cu o medie de 1,80 m/an, sub formă de smucituri. Se bănuie chiar că apar deschideri bruște, care înghit tot ceea ce întâmplător se află deasupra, închizându-se la fel de brusc. Această mare depresiune este delimitată spre sud de Podișul Somaliei, iar în vest de cel al Etiopiei. În cadrul său se extinde, pe mai mult de 200 km^2, **o toridă câmpie de sare**, cu fundul la minus 120 m sub nivelul mării. Aici temperaturile obișnuite sunt de 57° C, apa lipsește total și teritoriul nu poate fi străbătut nici de cămile, atât din cauza temperaturilor, cât și a locurilor pline de stâncărie, rezultat al dezagregărilor. Din această câmpie se ridică, la circa 600 m, vulcanul-scut **Erta'Ale** (Muntele care fumegă). În craterul vulcanului, unde

H. Tazieff a ajuns numai cu elicopterul și în costum de azbest, a descoperit *două lacuri de lavă* în fuziune.

B. **Vulcanismul generat de puncte fierbinți în Africa**

Acesta pare verosimil ca explicație pentru aliniamentul ce pornește din Camerun (Golful Guineea, unde se leagă de cordiliera submersă ce vine din insula Ascension) și trece peste Bazinul Ciad, Munții Tibesti și Hoggar și s-ar prelungi cu Sicilia din Mediterana. Aici se presupun **patru zone fierbinți**: una *în sud* (**Muntele Camerun**, 4 070 m, cu o erupție stromboliană în 1982 și câteva areale de dimensiuni mai mici formate din bazalte); alta în *Tibesti* (care a dat lave andezitice și ignimbrite, cu caldere foarte mari); a treia în *Hoggar* (bazalte, după care au venit lave mai acide ce au dat dykeuri și caldere și mai recent din nou bazalte, dar care au format aparate mici); a patra este *Libia*, extinsă pe un graben către NV de Tibesti (cu domuri inițiale, apoi cu conuri-scut, azi inactivă).

C. **Marea Roșie și Golful Aden** (vezi Oceanul Indian ...A)

În **Asia continentală** nu există în general vulcani activi în timpurile istorice. Se întâlnesc însă *vulcani cuaternari*, mai ales în *Turcia* (între care și **Ararat** – 5 165 m), *Iran*, *Caucaz*, *Armenia*. Au fost semnalate totuși câteva mici erupții pe teritoriul Chinei, în 1951 (Tibet) și 1973.

D. **Europa vestică și centrală**

Începând din estul Spaniei, trecând peste Masivul Central Francez și până la Oder, această parte a Europei pare marcată de **două aliniamente de foste rifturi continentale** ce au generat vulcanism de expansiune (spre deosebire de cel din est - Carpații etc., care este de subducție).

Primul aliniament are direcția S-N și începe din SE Spaniei (Cabo di Gata) și trece apoi prin Bas Languedoc și Causes din Franța, până în **Masivul Central**. Semnificativ este numai vulcanismul din acest masiv, care inițial (pliocen) a dat *stratovulcani* enormi (*Cantal*, *Mont Dorê*), iar în cuaternar a emis bazalte care, suprapuse peste conurile anterioare, au impus forma de platou. În acest cadru, recent a apărut și acel „chaine des puys", o linie cu circa *100 conuri mici* (din cenușe și zgură și un dom extruziv - *Puy de Dôme*).

În *Europa Centrală* există un aliniament ce porneşte *din sudul Vosgilor* şi merge pe la izvoarele Dunării spre NE, peste Podişul Boemiei până *în Silezia inferioară* la Oder. Aici apar *filoane*, *neckuri* şi mai rar *maare*. Se remarcă totodată şi mineralizaţii hidrotermale de sulfuri şi baritină. Ceva mai la N se află şi un al doilea aliniament, *care porneşte din Eifel* (S de Bonn) şi merge către E (spre Ceho-Slovacia, sau izvoarele râului Saale) unde se întâlneşte cu primul aliniament. În vestul aliniamentului sunt multe *maare*, *neckuri*, *dykeuri*.

Aliniamentul nordic, care începe din Eifel, prelungit cu partea estică a primului (adică până în Silezia inferioară) a fost interpretat ca având sorgintea într-un **punct fierbinte**, mai ales pornind de la vârsta acestui vulcanism, de numai circa 10 000 ani în Eifel şi circa 35 milioane ani în Silezia. Linia respectivă merge paralel cu cea din Islanda – Făr Öer – nordul Angliei, marcând rotirea plăcii Euro-atlantice spre NV.

E. **Estul Americii de Nord**

Cuprinde aliniamentul faliei **San Andreas** (prelungeşte, pe uscat, riftul est-Pacific), dar şi partea central-vestică a continentului, care au *caracter de distensie*; aceasta înseamnă ridicarea magmei, subţierea scoarţei şi străpungerea sa prin vulcanism, cu tendinţă de apariţie a unui rift.

Fenomenul este prezent peste statele: California (un *câmp vulcanic cu conuri de cenuşe*, *maare*), Arizona (*Munţele San Francisco*, cu câmpuri de cenuşe, domuri, maare), New Mexico (*stratovulcanul Taylor*, maare etc. – în arealul oraşului Santa Fe), Utah (*resturi de platou vulcanic* şi conuri de piroclastite), Nevada (*Black Mountains*), Idaho (*platoul Snake River*), Oregon (*maare* late de 2 km), *Platoul bazaltic Columbia River* care trece din statele Oregon şi Washington în Canada (lavele au grosimi de peste 2 000 m).

F. **Estul Asiei**

Are unele manifestări vulcanice care par a se lega cu **aliniamente de falii** ce ar merge din NE Rusiei (Munţii Cerski, unde fracturile s-ar uni cu riftul atlantic, care ajunge până în Marea Laptev), prin NE Chinei, Marea Chinei de Sud, la est de ţărmul Saigonului (Vietnam) şi în sud până în insulele Tambelan (între Singapore şi Borneo).

RELIEFUL PSEUDOVULCANIC

Se referă la forme similare vulcanilor (conuri şi cratere), de obicei mai mici, dar provocate de alte cauze: impacte de meteoriţi şi expulzări de noroi.

1. **Craterele meteorice**

Reprezintă depresiuni circulare formate prin impactul şi explozia meteoriţilor[14] la suprafaţa scoarţei. Se dă ca exemplu **Meteor Crater** (Arizona, SUA), cu diametru de 1 200 m şi adânc de 175 m, cu un val circular în jur ce saltă cu 50 m peste suprafaţa podişului. S-a format acum 24 000 de ani şi a fost recunoscut ca având această origine în anul 1928. De atunci, numărul craterelor meteorice depistate a depăşit cifra de 230 (există un catalog realizat în Germania). Desigur, numărul lor în decursul evoluţiei Pământului a fost foarte mare, dar ele se astupă relativ repede din cauza fenomenelor de eroziune şi acumulare. Pe alte planete, chiar pe Lună, pe diferiţi sateliţi, fără atmosferă, craterele meteorice se conservă pe perioade foarte îndelungate de timp.

Meteoriţii ce cad azi au o frecvenţă redusă şi provin, în principal, din coliziunea miilor de asteroizi care gravitează între Marte şi Jupiter. Studiile efectuate pe Lună, Marte, Mercur etc. au indicat o mare frecvenţă a căderilor de meteoriţi – **ploaie de asteroizi** – ce a avut loc acum 4 miliarde de ani, în sistemul solar (Marele Bombardament), deci

---

[14] *Asteroid* (*aster* = stea + *eidos* = aspect) = corpuri mici din sistemul solar care gravitează pe orbite în jurul Soarelui, situate mai ales între Marte şi Jupiter.

Meteorit (fenomen atmosferic) = stea căzătoare = particule (chiar asteroizi) din spaţiul extraterestru care pătrund în atmosferă şi se aprind; cei mai mari pot ajunge până la sol.

și pe Pământ. Herbert Frei (de la NASA) este chiar de părere că acest bombardament meteoric s-a produs într-un moment când scoarța terestră se consolidase ca o sferă uniformă, sub care se afla magmă la adâncimi nu prea mari. Impactul meteoriților făcea să țâșnească lavă prin craterele respective. Frecvența acestor impacte și gigantismul meteoriților ar fi impus, în ultimă instanță, chiar îmbucătățirea crustei, cu **declanșarea fenomenului tectonicii globale**. Evoluția ulterioară a scoarței a făcut ca urmele acestor meteoriți giganți să dispară. Pe Lună se păstrează însă asemenea cratere cu diametre foarte mari, uneori până la 1 600 km.

La suprafața Terrei, meteoriții mici, sub 10 tone, ajung cu o viteză de maximum 4-5 km/s. Cei mari sunt mai puțin frânați de atmosferă și pot atinge 11-70 km/s, provocând **cratere de impact**; ei au devenit însă foarte rari.

Unii meteoriți explodează înainte de atingerea suprafeței terestre, producând infrasunete (frecvențe între zero și 20 hertzi); acestea nu se transformă în energie acustică, se transmit însă la mari distanțe, pot produce un fel de cratere, dar mai ales provoacă distrugeri mari pe direcția de impact; s-a întâmplat cu **meteoritul siberian** din 1908.

2. Vulcanii noroioși

Vulcanii noroioși au, în general, aspectul unor *conuri* de dimensiuni mici, fără să fie legați de venirea la zi a magnelor. Pentru apariția lor sunt necesare trei condiții, existente în același loc: emanații de gaze, roci „noroioase" (argile, marne) și apă de infiltrație sau pânze de apă pe direcția emanațiilor. Gazele pot proveni de la emanații vulcanice (Italia, America Centrală, Islanda), din zăcăminte de $C0_2$ sau din zăcăminte de gaz metan situate în domuri și anticlinale, precum și din zone cu descompuneri organice recente (în unele delte).

Acoperișul ce închide gazul este afectat de anumite crăpături, care se umplu cu apă și înmoaie argila; atunci materialul mâlos poate fi împins până la suprafață și acumulat sub forma unui mic vulcan. Se clădește pe încetul un con, cu forme diferite, în funcție de vâscozitatea mâlului și de presiunea gazelor. Pe centrul conului se află un *crater*, de obicei perfect rotund, umplut cu apă mâloasă (fig. 30).

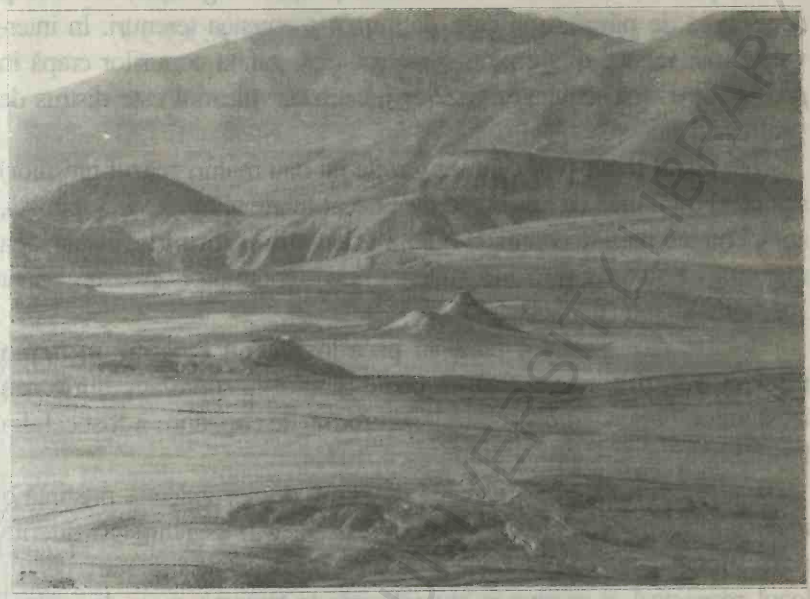


Fig. 30. Vulcanii noroioşi „Pâclele Mari", de la Berca-Arbănaşi

Când noroiul este vâscos, craterul se astupă, iar gazele ies la intervale diferite, pe măsură ce s-a creat presiunea necesară împingerii unui nou transport de mâl. În aceste cazuri, pe fundul craterului, se formează o umflătură, ca o *semisferă*, ce creşte până la un maximum, când se sparge, făcând un zgomot de răbufnire. Spargerea poate fi urmată de apariţia unor trepte mici de prăbuşire, disupuse circular.

Conurile formate din noroi vâscos sunt înalte şi tot mai înguste spre vârf. Când noroiul este foarte subţire, situaţie întâlnită în special în timpul ploilor, conurile sunt foarte largi, teşite, gazele ies aproape continuu, ceea ce face ca ochiul de apă mâloasă să bolborosească permanent.

Dimensiunile generale ale vulcanilor noroioşi pot varia de la 1 m până la zeci de metri lăţime şi înălţime. Conurile se dispun pe anumite aliniamente, se grupează sau apar răzleţe. Uneori, se înşiră pe linii de falii.

Aspectul general al reliefului vulcanilor noroioşi este completat de un ansamblu specific, în care domină eroziunea prin şiroire. La ploi, se instalează *rigole*, *ravene*, *şanţuri* sau chiar *ogaşe* adânci, care se dez-

voltă rapid, datorită rocilor foarte moi şi lipsei vegetaţiei. De aici şi denumirea de **pământuri rele**, dată unor asemenea terenuri. În intervalele mai uscate, dintre ploi, o parte din suprafaţa conurilor crapă în *poligoane*. Dacă activitatea gazelor încetează, vulcanul este distrus de şiroire şi denudare.

Când rocile prin care ies gazele nu dau mâluri (cazul gresiilor) sau când întâlnirea cu apa nu se face decât foarte aproape de suprafaţă, atunci nu iau naştere conuri, ci numai **excavaţiuni rotunde**, în care apa mâloasă bolboroseşte intermitent sau continuu. Aceştia sunt „bolboroşii" sau „fierbătorile".

Un caz special îl prezintă **pseudovulcanii ce apar în urma unor cutremure**; pânza freatică poate răbufni la suprafaţă, din cauza tensiunilor, depunând nisip şi mâl sub formă de con, cum a fost cel din lunca Siretului, în 1940 (N. Rădulescu, 1941).

S-a constatat că emanarea de noroi, a unor vulcani, prezintă o *intensitate periodică* crescută. Ea a fost pusă în legătură cu diferite cauze, între care atracţia Lună – Soare (perioada de „maree" pentru locul respectiv) şi presiunea atmosferică; la trecerea unor depresiuni ciclonale şi pe timp ploios, activitatea pare a fi mai intensă, deoarece presiunea atmosferică este mai mică, iar presiunea gazelor devine proporţional mai mare (M. Peahă, 1965).

În România se găsesc mulţi vulcani noroioşi, regiunea cea mai importantă fiind la Berca – Arbănaşi, lângă Buzău, situată pe un anticlinal al stratelor pliocene; sunt cunoscuţi sub denumirea de *pâcle*, *zalţe* sau *fierbători*. Aici, din cauza sării şi a petrolului, lipseşte vegetaţia şi ravenarea a transformat terenurile în „pământuri rele" (fig. 30). În Transilvania, vulcanii noroioşi sunt legaţi de cutele diapire (linia Turda – Sibiu) şi de domurile gazeifere din podişul Târnavelor; apar sub formă de bolboroşi, iar la Homorod sunt conuri nisipoase care se distrug repede. În Oltenia se întâlnesc pe unele anticlinale subcarpatice, iar în Moldova apar foarte firav şi sunt cunoscuţi sub denumirea de *gloduri*.

Partea a VII-a

VULCANISMUL PE ALTE PLANETE ŞI PE SATELIŢI

În Sistemul Solar există sau a existat vulcanism şi relief vulcanic pe suprafaţa acelor planete sau sateliţi *care au o crustă solidă* formată din roci sau şi gheaţă. Ele sunt în parte similare celor de pe Pământ, dar prezintă şi multe forme specifice. Astfel, relieful vulcanic, inclusiv craterele de impact (cu asteroizi), este prezent pe planetele interne (Mercur, Venus, Terra, Marte), cunoscute şi sub numele de telurice (*tellus, uris* = pământ, în latină), aici fiind inclusă adesea şi Luna. Li se mai spun şi planete solide, având litosferă şi fiind cele mai dense din Sistemul Solar. Celelalte planete, externe şi cu aparenţă gazoasă, au însă sateliţi „solizi", uneori foarte mari, aproape cât Mercur; majoritatea lor păstrează cratere de impact, relief vulcanic, iar anumiţi sateliţi, chiar vulcanism activ.

Înainte de a descrie fenomenul vulcanic, pentru respectivele planete şi sateliţi, trebuie să amintim că acesta apare numai în anumite etape ale structurii lor. Etapele principale de structurare planetară sunt următoarele (vezi Gr. Posea şi Iuliana Armaş, 1998, p. 96):

- *etapa de creştere gravitaţională*, care se încheie cu apariţia atmosferelor primare şi mai ales cu formarea unui „ocean de magmă", urmat de separarea nucleului şi a mantalei;

- răcirea externă, cu declanşarea *tectonicii plăcilor* litosferice, când vulcanismul interplăci este intens;

- îngroşarea puternică şi rigidizarea litosferei, cu oprirea deplasării plăcilor, care duce la *contracţie planetară*, tensiunile impunând un vulcanism bazic răzleţ;

- *etapa finală*, când răcirea planetei a pătruns adânc, a încetat orice manifestare vulcanică, dar mai sunt eliberate gaze şi se mai formează cratere de impact meteoric (fig. 31).

	etapa de creştere gravitaţională	etapa convecţiei globale	etapa tectonicii plăcilor	etapa contracţiei planetare	etapa finală
1					
2	se formează o structură stratificată	mişcări convective cu aspect columnar pe toată grosimea mantalei	convecţie generată de scufundarea plăcii oceanice în mantaua inferioară	compresie orizontală şi subsidenţă, rare falii pentru transportul magmei	fracturări ale scoarţei, emanaţii de gaze, morfologie dominată de acţiunea agenţilor externi
3	apare oceanul de magmă	nu există plăci litosferice, ci doar o crustă foarte subţire	existenţa unui număr divers de plăci tectonice	existenţa unei cruste foarte groase	răcirea corpului planetei care mai este încălzit doar prin procesul mareic şi Soare
4	toate planetele telurice acum 4,6 mld. ani	Terra în etapa timpurie de evoluţie şi, după unii, Venus	Terra	Mercur, Marte	Luna

Fig. 31. Etapele evoluţiei planetare (după Maruyama, modificat)

În ce priveşte *structura actuală*, Terra se află în etapa tectonicii plăcilor, Marte şi Mercur au trecut deja în etapa contracţiei (nu mai există curenţi de convecţie în manta), Venus are o structură controversată, apreciată a fi când structură primitivă (pre-plăci), când în etapa contracţiei, dar sărind peste etapa de plăci (vezi Posea Gr. şi Armaş Iuliana, p. 143-144); în fine, Luna se află în etapa finală, cu o crustă rigidă, prin crăpăturile căreia a ieşit lavă bazaltică (prelinsă peste întinsele „mări" lunare).

Pe sateliţi, unele erupţii sunt impuse şi acum de *forţa mareică* foarte mare, în anumite cazuri, a planetei centrale (ca la Io), care creează tensiuni, căldură, falieri şi erupţii. *Impactul asteroizilor*

determină nu numai cratere în sine, ci şi unde de compresie şi decompresie, fracturi şi ejecţii, precum şi inele concentrice în interior sau exterior şi monticoli centrali (fig. 32). De asemenea, trebuie amintit că impactul cu asteroizi a fost foarte puternic în etapa primă, de creştere gravitaţională, dar s-a făcut simţit, ca forme de relief, la sfârşitul acesteia, când s-a format şi o scoarţă solidă. Faza respectivă, de la care se păstrează foarte multe asemenea cratere de impact, s-a produs acum circa 4,5-4 miliarde de ani şi este cunoscută ca „marele bombardament". Ulterior, numărul asteroizilor rămaşi în Sistemul Solar s-a redus mult, ei au căpătat traiectorii şi poziţii tot mai stabile şi au „căzut" tot mai rar pe planetele solide.

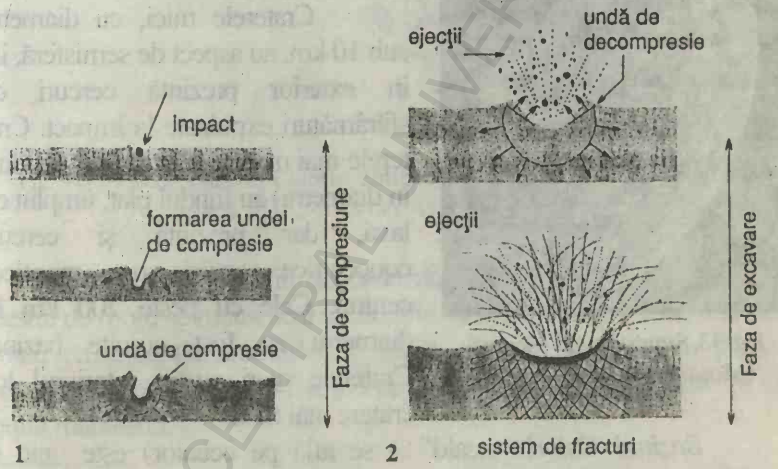


Fig. 32. Faza de compresie (1) şi cea de excavare (2) care caracterizează apariţia unui crater de impact (după Hamblin şi Christiansen, 1990, modificat)

VULCANISMUL PLANETELOR

Mercur

La finele primei faze, de închegare a planetei, care a durat cam 1 miliard de ani, a apărut şi scoarţa, sub forma unor câmpuri de bazalt. Totodată, aceasta a suferit şi marele bombardament, imprimându-se pe

ea cratere de impact (acum circa 4,5-3,9 miliarde de ani). Impactul asteroizilor provoca și ejecții de lavă, ieșite prin fisurile create, care se extindea pe fundul craterelor (mai ales la cele mari) sau în exterior. Densitatea craterelor este foarte mare, planeta fiind depășită din acest punct de vedere numai de satelitul Callisto (Jupiter).

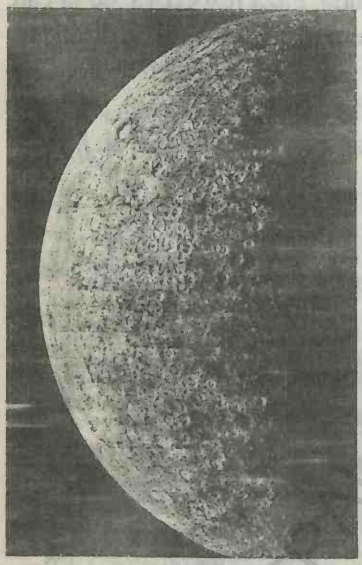


Fig. 33. Suprafața lui Mercur (Mosaic from the Atlas of Mariner)

Cam 70% din suprafața planetei este compusă din câmpuri vechi de bazalt, presărate cu cratere de impact (fig. 33). În rest sunt formațiuni ceva mai noi, inclusiv enormul crater Caloris, un al doilea specific al planetei.

Craterele mici, cu diametru sub 10 km, au aspect de semisferă, iar în exterior prezintă cercuri de sfărâmături expulzate la impact. Craterele mai mari (până la circa 150 km în diametru) au fundul plat, umplut cu lavă, dar prezintă și cercuri concentrice sau/și un monticol central. Cele cu peste 200 km în diametru au fost numite bazine. Craterele mari au în interiorul lor cratere mai mici.

Bazinul Caloris („cald" – se află pe ecuator) este unic și specific pentru Mercur. A rezultat acum circa 3,8 miliarde ani, din impactul unui asteroid mare. Craterul are un diametru de 1300 km și este înconjurat de un lanț muntos înalt de 2000 m. Fundul bazinului se compune din câmpuri de lavă, are riduri, în special spre margini, iar partea centrală este ușor bombată și fracturată. Rama externă este puternic fracturată în fâșii, care au fost numite „clape de pian" (fig. 34).

Antipolul Caloris s-a creat ca reflex, în partea opusă și apare ca o succesiune de „văi" dispuse radial-concentric. Reprezintă o structură

tectonică radială determinată de dislocările provocate de undele seismice ale impactului din Coloris, care au dislocat longitudinal întreaga scoarță a planetei.

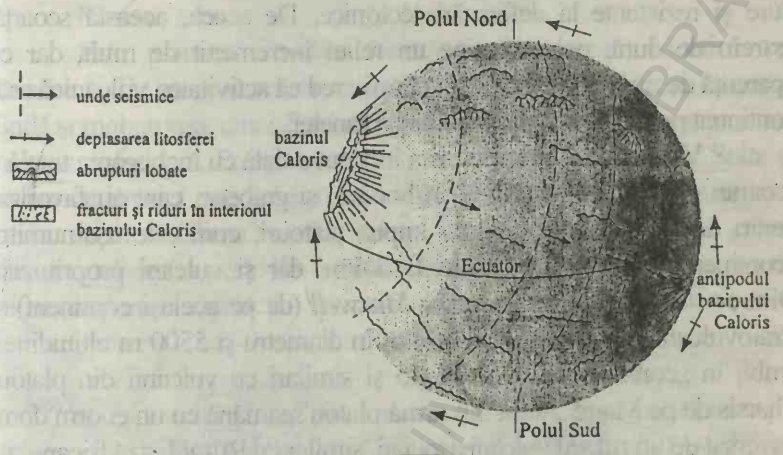


Fig. 34. Mercur: bazinul Caloris, antipodul său și fracturile longitudinale (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990)

Caloris s-a format în perioada când scoarța planetei se îngroșase destul de mult, se reduseseră și căderile de asteroizi, care erau și tot mai mici, cu excepția amintită. De altfel, evoluția tectonică a planetei aproape a încetat acum 3,5 miliarde de ani, iar vulcanismul nu s-a mai putut manifesta.

Venus

Are multe asemănări cu Terra (densitate, mărime, distanță de Soare), dar prezintă o scoarță bazaltică mult mai restrânsă, de numai 20%, restul fiind granitică. De aici și aspectul controversat al stadiului de evoluție și al structurii sale interne. Se pare că nu ar fi trecut și prin faza tectonicii în plăci. Alte păreri susțin că evoluția tectonică a încetat numai acum 500 milioane de ani, etapă de la care s-au moștenit o serie de cratere de impact care nu au fost modificate esențial ulterior. Dar,

particularitatea esențială a constat în *deshidratarea crustei și a mantalei* superioare, din cauza apropierii de Soare, care a impus la un moment dat un *puternic efect de seră*. Rocile litosferei au devenit astfel foarte dure și rezistente la deformări tectonice. De aceea, această scoarță, extrem de dură, poate susține un relief încremenit de mult, dar cu aparență de tinerețe. Totuși, unii autori cred că activitatea vulcanică ar fi continuat pe circa 20% din suprafața planetei.

Vulcanismul propriu-zis a început o dată cu închegarea totală a scoarței și cu fragmentarea ei în horsturi și grabene, care au favorizat veniri de lave. Aceste lave au impus platouri, cum este așa-numitul „continent" *Ishtar* (Ișter) înalt de 3 km, dar și vulcani propriu-ziși. Dintre vulcani se dă ca exemplu *Maxwell* (de pe același continent) și stratovulcanii *Rhea* și *Thea* (300 km în diametru și 5500 m altitudine), ambii în „continentul" Beta Regio și similari cu vulcanii din platoul Tharsis de pe Marte. Acest din urmă platou seamănă cu un enorm dom, traversat de un rift, cu vulcani asociați, similar cu Riftul Est-African.

Nivelul zero de la care se măsoară altitudinile a fost socotit convențional raza medie a planetei, de 6051 km. Locurile mai joase (circa 20%) formează un fel de fose prelungi și se adâncesc până aproape de minus 3 km. Restul suprafețelor este dominat (60-70%) de *Marea Câmpie Venusiană*, care oscilează în jurul lui + 500 m. Părțile cele mai înalte ating o medie de 4000-5000 m, dar urcă efectiv la 11.800 m în muntele amintit, Maxwell.

Maxwell, care se bănuie numai a fi vulcanic, are un diametru de 600 km și ar putea fi asemuit cu Olympus de pe Marte. Pe centrul său apare un mare crater de impact, numit *Cleopatra Patera*, cu diametru de 100 km și adânc de 1,5 km. Un alt crater mai mic, ce se îmbucă în interiorul primului, pare a fi însă vulcanic; el are un diametru de 55 km și adâncimea de 1 km.

Pentru Venus s-a pus și problema unor *puncte fierbinți* (hot spot), un fel de hornuri prin care se elimina în trecut căldura interioară, dar și magmă. La suprafață, ele apar ca niște coroane gigantice, de 200-600 km diametru, și sunt în total circa 10.000.

Craterele de impact împânzesc Câmpia Venusiană, dar apar şi în celelalte regiuni, inclusiv în craterele lui Maxwell.

Marte

Este planeta cea mai asemănătoare, dar nu identică, cu Pământul. Ele au o structură similară, dar litosfera lui Marte este mai rigidă şi mai groasă, circa 200 km, şi stă pe o astenosferă care reprezintă mantaua inferioară. Prezintă cei mai mari vulcani din Sistemul Solar şi cratere de impact mai dese ca pe Lună. Evoluţia tectonică a planetei a încetat de mult. Clima s-a răcit într-o a doua etapă, s-au format calote glaciare polare (la peste 40-50 latitudine N şi S) şi permafrost pe cea mai mare parte a suprafeţei.

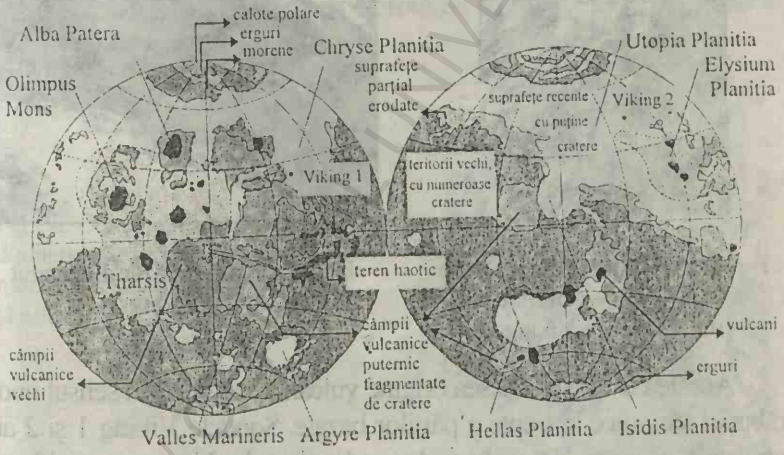


Fig. 35. Reliefuł planetei Marte (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990)

Vulcanismul a început o dată cu structurarea totală a scoarţei. A devenit însă foarte activ în urmă cu 4-3,9 miliarde de ani, când s-a înălţat şi *Podişul Tharsis* (fig. 35), pe care se află cel mai mare vulcan al Sistemului Solar, *Olympus Mons* (27 km înălţime, diametrul bazei de 650 km, iar al calderei de 80 km) (fig. 36). Acest platou, situat

transversal pe ecuator, are munți marginali care se înalță la 10-15 km. Pe total, platoul arată ca o mare boltire care atinge cam 10 km pe centru. Cei mai mulți vulcani (stinși) se găsesc pe acest podiș, apoi în Câmpia Elysium și pe marginile depresiunii Hellas (fig. 37), ambele pe fața opusă a lui Olympus. Cu precădere vulcanii din Tharsis sunt foarte înalți, sunt de tip hawaiian (vulcani scut), pe centru au caldere de zeci de km în diametru, dar apar și multe cratere secundare pe flancuri.

Fig. 36. Olympus – cel mai mare vulcan al Sistemului Solar (imagine după Viking 1)

Fig. 37. Olympus văzut din lateral (după Viking 1)

Aceste caldere au adesea origine vulcano-tectonică, în sensul unor prăbușiri tectonice în trepte a părților bazale. Sondele Viking 1 și 2 au înregistrat și urme de tephra, dar vulcanismul ultim s-a manifestat numai prin lave, formând lanțuri de munți vulcanici și domuri. Printre vulcanii giganți, în afară de Olympus, se mai citează *Arsia Mons* și mai ales *Alba Patera* cu diametrul bazei de 1500 km. Mărimea acestor vulcani este susținută și explicată de litosfera foarte groasă și stabilă, în lipsa tectonicii plăcilor, și de gravitația mică a lui Marte (38% din cea a Terrei). Pe de altă parte, altitudinile aproape egale ale vulcanilor din Tharsis au fost explicate prin înălțimea limită până la care putea să se

ridice magma, pe cale hidrostatică, din cuptorul magmatic. S-a dedus chiar că adâncimea camerei magmatice se situa la minus 200 km (în Hawaii, ca o comparație, este la 60 km).

Un alt specific al vulcanismului marțian a fost și acela că lava topea apa din permafrost sau/și din porțiuni ale calotelor, provocând o puternică *eroziune fluviatilă*. Totodată luau naștere și *curgeri noroioase* de tip lahare sau ca cele de la vulcanii noroioși.

Craterele de impact predomină în emisfera sudică. Sunt de mărimi foarte variabile, de la foarte mici până la diametre de câteva zeci de km. Cel mai mare asemenea crater pare a fi *Heilas*, cu diametru de 1500 km și adânc de 8 km, umplut cu lava (fig. 38). De obicei craterele au adâncimi mici (au fost umplute cu lavă) și prezintă câte un monticol central. Pereții lor interiori sunt abrupți, iar versanții exteriori mai puțin înclinați și cu urme de curgeri noroioase sau/și de lavă, ca rezultat al topirii permafrostului.

Fig. 38. Crater marțian (Yuty), cu diametru de 18 km; se observă un monticol central și lave, eventual și noroi, ejectate lateral, cu lobi bine conturați

VULCANISMUL SATELIȚILOR

Luna

Între 4,5-3,9 miliarde ani, Luna își formează o scoarță dominată de elemente feldspatice. Pe această crustă s-au impus două tipuri principale de reliefuri: cratere de impact și relief vulcanic (fig. 39).

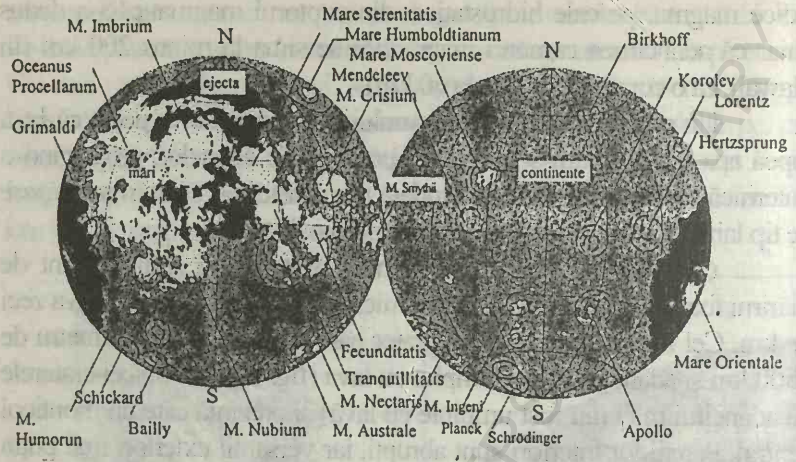


Fig. 39. Relieful lunar: 1, emisfera vizibilă de pe Terra și 2, cea întunecată (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990)

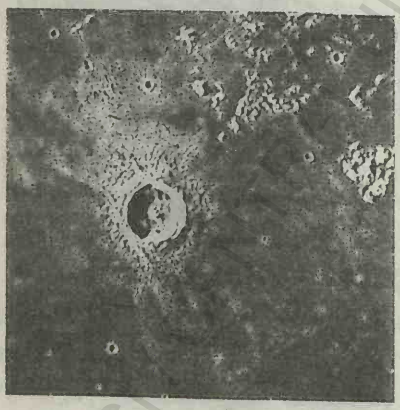


Fig. 40. Un crater de 27 km în diametru, pe Marea Imbrium, iar în jur cratere foarte mici (văzute de Apollo)

Craterele de impact sunt absolut dominante, au dimensiuni foarte variate și cele mai multe provin din timpul marelui bombardament. Coliziunile erau însoțite de ejecții și veniri de lave din manta, impuse de fisurile scoarței (formate în timpul ciocnirilor cu asteroizi mari). O dată cu reducerea bombardamentului masiv, acum

circa 3,8 miliarde ani, craterele au devenit tot mai mici (fig. 40), dar au luat naştere şi câteva cratere imense, numite bazine, între care *Imbrium* (1100 km diametru) şi *Oriental* (900 km diametru).

Craterele cu diametrul mai mare de 100 km prezintă şi unele valuri circulare (până la cinci). Fundul lor, relativ plat, este umplut cu lavă şi, văzute de pe Pământ, apar închise la culoare, motiv pentru care au fost numite „mări".

Vulcanismul lunar a durat cam un miliard de ani şi a fost impus nu numai de fisurările scoarţei, cauzate de coliziunile cu asteroizi, dar şi de mareea exercitată de Terra. *Curgerile de lave* au umplut cu bazalte părţile joase ale bazinelor, ale altor cratere mari, precum şi alte locuri joase. Misiunea Apollo a putut observa curgeri vechi de lave cu grosimi de 60 m, dar au fost deduse şi grosimi de până la 300 m. Au fost sesizate, de asemenea, şi unele *conuri mici* cu *cratere* şi chiar *domuri* provenite din lave mai vâscoase decât cele extinse pe suprafaţa „mărilor". Craterele vulcanice păstrate sunt foarte puţine şi au în general diametrul sub 5 km. Se găsesc în interiorul mărilor, iar cele mici apar chiar pe craterele mari, mai ales de impact.

Vulcanismul a încetat acum circa 3-2,5 miliarde ani, după care s-au resimţit numai bombardamente cu asteroizi, tot mai mici şi mai rari. Cauza opririi vulcanismului a fost legată de îngroşarea litosferei, care în prezent are cam 1000 km.

Pe total, relieful lunar prezintă 35% din suprafaţă părţi joase (mări) şi 65% regiuni înalte, numite continente şi munţi, ce pot atinge până la 5000 m. Peste ele domină *craterele de impact*. Suprafaţa mărilor este mai recentă (3,8-3,2 miliarde ani) şi se concentrează în emisfera vizibilă de pe Terra (fig. 39).

Sateliţii lui Marte

Are doi sateliţi. *Photos* („frică" în gr.) prezintă un crater de impact cu diametrul de 10 km (faţă de 27 km diametrul satelitului), de la care pornesc falii ce brăzdează întreaga suprafaţă a satelitului. Al doilea este *Deimos*, cu numai 15 km în diametru. Are cratere de impact mici, cel mai mare atingând 3 km în diametru.

Sateliții lui Jupiter

Planeta gigant are 16 sateliți, dintre care 4 foarte mari, cu structuri planetare.

Ganimede (diametru de 5262 km) este cel mai mare satelit al Sistemului Solar. Are o manta de apă sau gheață și o crustă de rocă și gheață, groasă de 300 km. Crusta inițială, veche de 4 miliarde ani, se păstrează pe circa 50% din suprafața satelitului, este închisă la culoare și se prezintă sub formă de poligoane, implantate cu nenumărate cratere de impact. Craterele au până la 1500 km în diametru. Scoarța deschisă la culoare este mai nouă și dispusă în fâșii despărțitoare în cadrul primeia, cu o morfologie de canale, impuse, poate, de mișcări convective interne. Pe aceste rupturi a ieșit la suprafață apă din manta, care a înghețat.

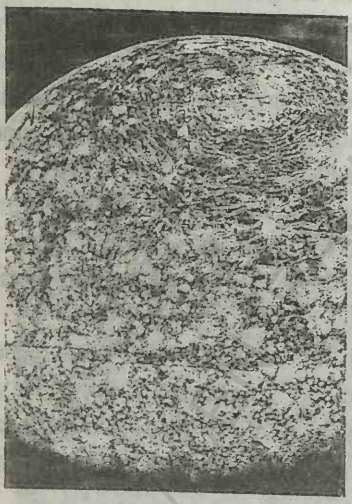


Fig. 41. Callisto
(după naveta Voyager 1)

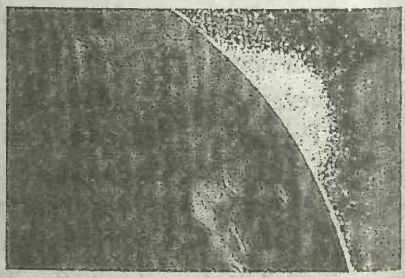


Fig. 42. Erupție vulcanică pe Io, înregistrată de Voyager 1 (1979)

Callisto este al doilea ca mărime (4800 km diametru). Prezintă foarte multe cratere de impact implantate într-o suprafață de gheață (fig. 41). Vechimea lor este de numai 3,5 miliarde ani (ultima fază a marelui bombardament). Cele mai vechi nu s-au păstrat din cauza unei

expansiuni a scoarței, care s-a terminat acum 3,5 miliarde ani, când s-a format un nucleu solid şi o manta de gheață (sau apă) de 1000 km grosime şi o scoarță de gheață de 100-200 km grosime. Craterele au un diametru mediu de 100 km, cel mai mare fiind Walhalla, de 600 km.

Io (3630 km diametru) este unul dintre cele mai aparte corpuri cereşti. Are cel mai activ vulcanism din Sistemul Solar, care nu s-a oprit de peste patru miliarde ani. Este cauzat de forța mareică a lui Jupiter. Amplitudinea mareei de pe acest satelit este de 100 m. Ea generează frecare, căldură şi magmă emisă în exterior. Aceasta este bogată în silicați şi sulf. La amplitudinea mareei se adaugă şi variația mare a distanței dintre satelit şi planetă din cauza atracției celor doi sateliți foarte mari, din apropiere, Ganimede şi Europa.

Sonda Voyager 1 (1979) a înregistrat diferite caldere şi mai ales opt erupții, care au atins înălțimi de 70-280 km, mult mai violente decât cele de la Krakatoa sau Etna (fig. 42). Suprafața satelitului este reciclată total prin vulcanism în circa 100 de ani. Curgerile de lave sunt lungi de sute de km. Ele împrăştie în atmosferă ioni de sulf şi oxigen care rămân în parte pe orbita satelitului, formând un inel tubular (tor) în jurul lui Jupiter, plasat în partea internă a magnetosferei planetei (fig. 43).

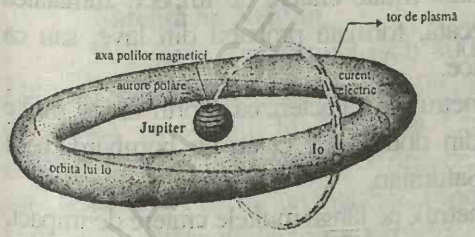


Fig. 43. Tor (inel) de plasmă ce înconjoară planeta Jupiter (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990)

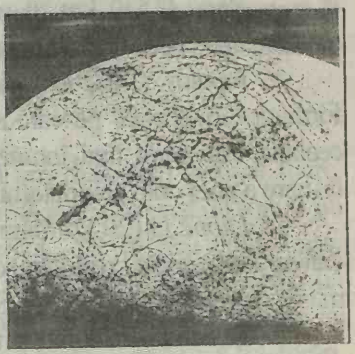


Fig. 44. Satelitul Europa (văzut de pe Voyager 2)

Cratere de impact în general nu se observă, fiind repede acoperite de lave.

Europa (2800 km diametru), într-o etapă mai veche a fost învelită de un ocean de apă, a cărei acțiune morfologică a șters urmele craterelor de impact. Ulterior, acest ocean a înghețat complet. A urmat o etapă de expansiune a crustei, care a provocat fracturi în gheață, multiplicate și de deshidratarea din interior, ca și de forța mareică (fig. 44). Pe aceste fracturi s-a ridicat magmă, care s-a și consolidat în aceste locuri.

Sateliții lui Saturn

A doua planetă gigant are 18 sateliți, dar prezintă cele mai impresionante inele din Sistemul Solar. Dintre sateliți, șase sunt mai mari și unul foarte mare. Suprafața lor e dominată de gheață din apă sau din metan.

Titan (5150 km diametru) este al doilea satelit ca mărime din Sistemul Solar. Are structură planetară, dar cu nucleu silicatic solid, înconjurat de gheață. Ca specific, posedă și o atmosferă groasă, similară celei primitive de pe Terra. Aceasta este însă opacă și de aceea morfologia suprafeței nu este cunoscută.

Rhea (1530 km diametru) prezintă multe cratere de impact, similare cu cele de pe Lună, dar și cu craterele de pe satelitul Dione.

Iapetus (1460 km diametru) are o jumătate mai luminoasă, formată din gheață, pe care sunt multe cratere de impact. Jumătatea cealaltă este mult mai întunecată, formată probabil din lave, sau ca urmare a unei coliziuni puternice.

Dione (1120 km diametru) se caracterizează prin foarte multe cratere de impact, rezultate din două mari etape de bombardament masiv cu sateliți din Sistemul Saturnian.

Tethys (1060 km diametru), pe lângă multele cratere de impact, are și unul foarte mare, de 400 km în diametru (circa 40% din suprafața satelitului).

Enceladus (500 km diametru), spre deosebire de ceilalți sateliți ai sistemului, cu gheață, este activ vulcanic, având o manta vâscoasă la

10-20 km adâncime. S-a dedus existența de erupții, deplasări ale unor limbi glaciare, lipsa craterelor de impact și, în general, o morfologie recentă, de până la 100 milioane de ani. Sursa acestei energii este încă o enigmă, neputându-se explica nici prin maree (ca la Io), căci masa satelitului este mică, nici prin procese radioactive care ar necesita o mare cantitate de uraniu.

Mimas (392 km diametru), aproape la fel de mic ca și Enceladus, este inactiv, cu o suprafață foarte veche și multe cratere de impact.

Sateliții lui Uranus

Planeta posedă 15 sateliți, din care patru au diametrul între 1100-1580 km (Titania, Oberon, Umbriel și Ariel), unul de 480 km (Miranda) și restul foarte mici. Par a fi compuși dintr-un amestec de gheață și silicați și nu au nucleu lichid, deoarece presiunea și temperaturile interne sunt scăzute. *Titania* și *Ariel* au multe cratere mici, ceea ce presupune o vârstă spre sfârșitul marelui bombardament. *Oberon* și *Umbriel* prezintă cratere mari (o medie de 50-100 km), fiind deci mai vechi; sunt umplute cu gheață. *Miranda* are o morfologie mult mai complexă, cu cratere de impact, abrupturi, falii, canioane etc. Cauza poate fi legată de coliziunea cu o cometă, care a produs spargerea și formarea unor mari blocuri și falii. O parte din suprafața satelitului nu are totuși cratere, indicând o vârstă mai nouă.

Sateliții lui Neptun

Are șapte sateliți mici (sub 400 km diametru) și unul mare, *Triton* (2705 km diametru). Acesta din urmă pare dominat de roci și nu de gheață, ca sateliții lui Saturn și Uranus, dar la poli sunt calote glaciare. Prezintă cratere, chiar bazine, ce par umplute cu azot lichid, din care răsar insule de metan înghețat. Fenomenul mareic este puternic și variabil din cauza orbitei foarte asimetrice. Mareea a provocat fracturări, văi tectonice și vulcanism. Sonda Voyager 2 a înregistrat erupții de tip gheizere, dar cu nitrogen, aruncat până la 2-8 km înălțime. Satelitul este însă foarte rece, mai rece (-240^0C) decât planeta Pluto, din cauza albedoului său foarte ridicat, care reflectă radiațiile externe.

Partea a VIII-a

RELIEFUL VULCANIC DIN ROMÂNIA

Relieful vulcanic din România a fost tratat prima dată, la nivel de largă sinteză, în „Relieful României" (1974), capitol redactat de autor, din care vom prelua multe aspecte şi în acest volum.

Activitatea vulcanică s-a manifestat pe teritoriul României în *trei mari epoci* (în sensul scării morfocronologice din acelaşi volum, p. 314): prehercinică, hercinică şi carpatică. *În funcţie de aspectele actuale* ale reliefului, gruparea activităţilor vulcanice poate fi făcută astfel; activitatea **prehercinică şi hercinică, magmatismul mezozoic şi vulcanismul neogen**. Toate fazele magmatice au fost legate de ciclurile orogene, plasându-se fie sintectonic, fie după fazele principale orogene (subsecvent).

În timpul orogenezelor hercinice şi prehercinice, magmatismul a afectat cu precădere actualele formaţiuni cristaline, iar fazele ulterioare (mezozoice şi neozoice) aparţin *ciclului alpino-carpatic*, afectând şi formaţiunile sedimentare. Fazele magmatice alpino-carpatice au fost de trei tipuri şi s-au succedat în următoarea ordine :

- ofiolitele (şi diabazele) din Metaliferi şi mai puţin în Meridionali (puse în loc din triasic până în cretacic) ;
- banatitele, cu intrusiuni în Munţii Banatului şi intrusiuni şi efuziuni în Vlădeasa (puse în loc la sfârşitul cretacicului) ;
- andezitele neogene, foarte puternice în vestul Orientalilor şi mai reduse în Munţii Metaliferi, cu o primă subfază dominată de intruziuni.

Relieful impus de magmatism şi vulcanism se prezintă azi în trei ipostaze: *petrografic, structural* şi *forme vulcanice propriu-zise* (rămase de la vulcanismul neogen). Dar, structurile vulcanice păstrate

au influențat sau determinat și alte forme de relief, cum ar fi fosilizarea sau deformarea suprafețelor de eroziune, apariția unor depresiuni de baraj vulcanic, depresiuni formate prin inversiuni de relief, influențarea rețelei hidrografice, apariția unui pseudocarst vulcanic, anumite forme periglaciare, scoarțe specifice de alterare, cu soluri aparte etc.

ACTIVITATEA VULCANICĂ HERCINICĂ ȘI PREHERCINICĂ

Manifestările vulcanice din aceste cicluri au fost asociate cu metamorfozarea șisturilor cristaline carpatice și nord-dobrogene. După *fazele intrusive* au avut loc și *faze efuzive*. Resturile acestora din urmă au fost îndepărtate de eroziunea ulterioară, iar o parte din intruziuni, aliniate și concordante cu sensul de stratificare al șisturilor cristaline, au fost scoase la zi. Intruziunile au formă de *lacolite, batolite, apofize, stockuri, filoane* etc., unele alungite pe zeci de km.

- Astfel, *în Dobrogea* se găsesc intruziuni în Munții Măcinului, sub forma unui mare **lacolit**. La suprafața locului se materializează prin petice de granite, încadrate unei elipse de 70/30 km, alungită NV-SE, ca și cutele hercinice de aici. Lacolitul este diferențiat magmatic în patru fâșii concentrice (I. Atanasiu, 1940). Fâșia centrală, cu peticul cel mai mare, formează Masivul Greci sau *Culmea Țuțuiatu*. Cea de a doua fâșie se materializează prin două culmi: *Pricopanul*, în estul Măcinului, și masivul *Megina-Romancula* în sud-estul Culmii Pricopan. Fâșia a treia este marcată de *petice izolate* la: Măcin, valea superioară a Taiței, vestul Podișului Babadag (lângă Atmagea și General Praporgescu), Popina Mare și mameloanele de la est de Taița. Fâșia externă apare ca iviri de granit la *Iacobdeal, Piatra Roșie* (SE de Turcoaia), apoi apofize porfirice la *Dealul lui Manole* (lângă Iacobdeal) și peticul de porfire de la Cârjelari.

Fâșiile amintite se impun numai ca *relief petrografic* în special de amănunt, cum sunt culmile, crestele și măgurile, sau ca arene, blocuri sferoidale ș.a.

• În *Carpații Orientali*, **corpuri intrusive** sintectonice cristalinului au existat, se pare, în mai multe locuri, cunoscute fiind *granodioritele* de pe versantul Trotușului al Munților Ciucului, *gneisul* de Rarău și *filoanele de diabaze-porfire* din Munții Bistriței.

• În *Carpații Meridionali și Munții Banatului* se extind **mari batolite** legate de cristalinul Autohtonului. Apar astfel de batolite în munții *Parâng, Retezat, Vâlcan, Țarcu și Almăj*. În acești din urmă munți se evidențiază masivele granitice de la *Cherbelezu* și *Sfârdinu*, care se continuă către Dunăre cu gabrouri și serpentine (gabroul de la *Iuți*). Tot aici se află masivul granitic de la *Ogradena* (ajunge până la Topleț), continuat cu granitul de Cerna (între Băile Herculane și Piatra Galbenă).

Importante pentru relief sunt și *fâșiile granitului de Tismana și Șușița*, străbătute transversal de văile Motru, Sohodol, Șușița, Jiu, Gilort și Olteț. Între acestea, granitul de Tismana formează un batolit de 85/15 km în sudul Vâlcanului și Parângului, iar între Jiu și Olteț are și o a doua fâșie situată lângă depresiunea subcarpatică. Granitul de Șușița se remarcă prin trei benzi, una în sudul Munților Cernei și două între Tismana și sudul Muntelui Păpușa.

În Retezat și Țarcu apar de asemenea mase granitice, dar și benzi de gabrouri situate în sudul pediplenei carpatice.

• În *Munții Apuseni* se găsesc intruziuni granitice în Munții Gilău – Muntele Mare (un **batolit** de 20/8 km), în Codru-Moma (un petic pe care se află cele mai mari altitudini) și în Highiș (o fâșie de 15 km în sud-vestul munților). Pe granitul de Gilău s-a conservat bine pediplena carpatică (fig. 45).

Vorbind la modul general despre **relieful granitic**, care există în locurile amintite, din Dobrogea și Carpați, se poate spune că prezintă îndeosebi caractere petrografice: *înălțimi mai mari* față de rocile din jur, uneori *masive* bine individualizate ce păstrează deasupra suprafețe netede de eroziune, simple *măguri* sau *mameloane*. De asemenea, pe alocuri apar *chei epigenetice* (în sudul Meridionalilor, mai rar în Munții Banatului).

Reliefuri mai specifice, cum sunt *căpățânile de zahăr*, *arenele* granitice și *blocurile sferoidale*, se găsesc mai rar și cu aspecte mai puțin tipice, în Dobrogea de Nord, și mai rar în Munții Banatului. Pot fi remarcate arenele și blocurile sferoidale de la poala Culmii Grecii, unele începuturi de căpățâni de zahăr în aceeași Munți ai Măcinului ș.a. Se pot adăuga *inselberguri*, dar și enormele *lespezi* de pe Culmea Pricopanu, suprapuse ca la formele de tip „ thor" unde și periglaciarul și-a spus un cuvânt. Nu pot fi uitați *martorii* granitici de pe pediplena carpatică ce par a fi fost la origine fie căpățâni de zahăr, fie inselberguri suprapuse pedimentelor.

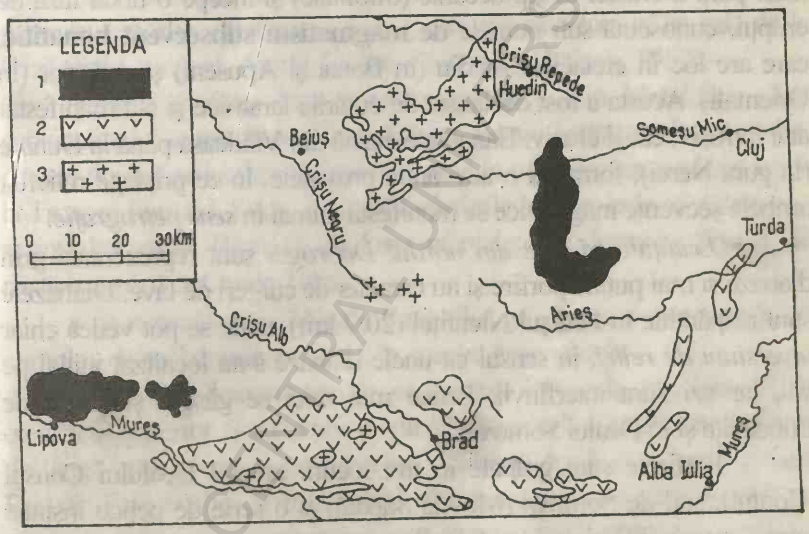


Fig. 45. Răspândirea vulcanismului paleozoic și mezozoic în Munții Apuseni. 1. vulcanismul hercinic și prehercinic (intruziuni granitice), 2. vulcanism mezozoic inițial (ofiolite), 3. vulcanism mezozoic subsecvent (banatite)

MAGMATISMUL MEZOZOIC ȘI RELIEFUL

Reprezintă, în mare, magmatismul mișcărilor precursoare fazelor alpino-carpatice și este prezent în Carpați și Dobrogea de Nord. Aria pediplenei post-hercinice din România a fost fracturată de **două**

aliniamente de tip rift, unul pe direcția Carpaților Orientali și altul în lungul Munților Metaliferi. Expansiunea fundului celor două viitoare geosinclinale, începută în triasicul inferior, a declanșat o primă fază de revărsări a unui complex bazaltic, cunoscut sub numele de **ofiolite** (ofiolite și diabaze).

Acest **vulcanism alpin inițial** se menține pe suprafețe largi în Munții Metaliferi și răzleț în Meridionali, dar a existat și în Orientali. El apare și în zona Niculițel. Faza respectivă ține până în cretacic.

Odată cu încetarea expansiunii fundului oceanic și restrângerea acestuia (aproximativ la finele cretacicului), are loc *subducția* celei mai mari părți a crustei de tip oceanic (ofiolitele) și începe o nouă fază de erupții, cunoscută sub numele de **magmatism subsecvent banatitic**, care are loc în cretacicul mediu (în Banat și Apuseni) și superior (în Orientali). Acesta a fost declanșat de cutările laramice și s-a manifestat atât intrusiv, cât și efuziv. Banatitele există din Vlădeasa până la Dunăre (la gura Nerei), formând o adevărată provincie. În ce privește relieful, ambele secvențe magmatice se manifestă numai în *sens petrografic*.

• *Erupțiile triasice din nordul Dobrogei* sunt reprezentate prin diabaze și mai puține porfire și au caracter de curgeri de lave. Diabazele sunt răspândite în Podișul Niculițel (20/7 km), unde se pot vedea chiar *inversiuni de relief*, în sensul că unele diabaze s-au localizat inițial pe văi, iar azi sunt interfluvii. Petice mai mici se găsesc și la est de Luncavița și în Dealul Somovei.

Porfirele sunt grupate în trei locuri: arealul Dealului Consul (Conțul), sud de Somova (Movila Săpată) și o serie de petice înșirate între Camena și Cârjelari (pe falia Peceneaga-Camena).

• *Ofiolitele (diabazele) din Apuseni* erup din triasicul superior până în cretacicul inferior. Apar în Munții Drocea (Zarandului), prelungite, ca *petice*, în Metaliferi până la valea Ampoiului; în continuare, merg pe sub sedimentar și se ivesc în Munții Trascăului, pe unele văi, până în valea Hăjdatelui, în care râul formează al doilea rând de chei, meandrate. Din Drocea, diabazele se mai prelungesc pe sub sedimentar până la Timișoara.

În Munții Trascăului, peste barele de ofiolite, există chei și defilee, obișnuit epigenetice, impuse de văile Tureni, Hăjdate, Pietroasa, Rachiș, Râmeț, Galda, Bucerdea, Ighiu, Ampoița, Ampoi ș.a. Au fost remarcate și microreliefuri (piramide, stâlpi, turnuri, grohotișuri) și pedimente (I. Popescu Argeșel, 1977, *Munții Trăscăului*, Ed. Academiei). În ce privește defileul Hăjdatelui (7 km) pare mai puțin epigenetic (impus de sedimentar tortonian), el impunându-se meandrat de la o suprafață de eroziune dezvoltată în prealabil până la nivelul ofiolitelor.

Pe lângă lavele bazice, erupte în lungul riftului Metaliferilor, există și *corpuri subvulcanice*, având formă de *lacolite*, compuse din gabrouri – porfire, precum și pânze intrusive sau *dykeuri* ca cele de la Căzănești-Ciungani, Almaș-Sălișie, Cuiuș ș.a. (H. Savu, 1962).

Într-o *a doua fază* a magmatismului din Metaliferi, când geosinclinalul se restrânge și se ridică, au apărut și **stratovulcani** aliniați pe cele două fose laterale în raport cu axul în ridicare, care au lăsat urme la Troaș și Ilteu (H. Savu, 1962). Pe vârfurile acestor *vulcani submarini* se instalau *recifi*. Resturile de lave intercalate cu depuneri flișoide se păstrează până la Cheile Turzii.

• *Banatitele din Munții Banatului și Apuseni* reprezintă un complex de roci dominant acide, în special *granodiorite*.

Au fost determinate de orogeneza laramică, aproximativ în cretacicul superior. S-au extins pe un aliniament de fracturi care pornesc de lângă gura Nerei și țin până în Vlădeasa, trecând și peste Poiana Ruscăi. Este vorba de **intruziuni**, dar uneori și de **erupții** (porfire, diorite, andezite și piroclastite). Aceste roci străbat cristalinul Apusenilor și pe cel Getic din Banat precum și sedimentarul acestuia, uneori și diabazele.

În cadrul aliniamentului nord-sud al banatitelor se găsesc două petice mari – *Masivul Vlădeasa* și *Masivul Dognecea-Ocna de Fier* de pe Bârzava. Acesta din urmă este un *lacolit* (Al. Codarcea, 1940), cu *filoane* și *apofize*.

Cât privește Vlădeasa, erupțiile s-au insinuat pe o linie care începe la izvoarele Crișului Galben și ține până la Crișul Repede (40/30 km). Aici a fost și un areal de scufundare, pe care s-au localizat mai întâi *vulcani liniari*, ce au dat în final o *pânză de andezite*. Aceasta a fost apoi străpunsă de *riolite* și *dacite*, rămase azi sub formă de corpuri. Datorită eroziunii, din pânza andezitelor au mai rămas petice, dominând azi riolitele.

În afară de Vlădeasa, resturi de banatite se mai află în sud, pe Mureș, îndeosebi la *Săvârșin* și apoi în *estul Bihorului* (la izvoarele Crișului Negru).

• *Ofiolitele din Munții Banatului, Carpații Meridionali și Orientali* s-au pus în loc în același timp cu cele din Apuseni. Apar în Autohtonul din Munții Almăj și pe planul de șariaj din Parâng. În Orientali s-au ivit pe aria geosinclinală, asociate cu sedimentar mezozoic, sau străbat șisturile cristaline sub formă de filoane. Au fost identificate sub formă de mici lentile sau benzi discontinui în Munții Maramureșului, în sinclinalul Rarăului, în Perșani.

În Munții Maramureșului există *diabaze* în Farcău, Rugașu și Mihailec. Muntele Farcău a rămas cel mai înalt din Munții Maramureșului datorită eroziunii mai lente a acestor roci.

• *În Munții Giurgeului* există și un masiv de *sienite* (12/12 km), la est de Ditrău, pus în loc în cretacicul superior (V. Ianovici, 1933), echivalent banatitelor și exhumat de sub șisturi cristaline.

VULCANISMUL NEOGEN ȘI RELIEFUL

Aspecte generale

În era terțiară, activitatea vulcanică, pe teritoriul țării noastre, este reluată numai în a doua parte a sa și anume în *neogen*, având caracter *subsecvent tardiv de subducție*. Materialele vulcanice, puse în loc în acest timp, se întâlnesc în cantități deosebite în vestul Carpaților Orientali. În această regiune se formează **cel mai lung lanț muntos eruptiv din Europa**, 800 km începând din Ungaria și până la Curbură.

Mase relativ importante de materiale vulcanice apar, în acelaşi timp, şi în Munţii Apuseni (Metaliferi).

Erupţiile s-au produs pe *linii de fracturi*, cu orientare carpatică şi panonică sau/şi locale. În Carpaţii Orientali fracturile ar coincide, pe o anumită distanţă, cu marginea estică pe care s-a scufundat Bazinul Transilvaniei. Locul de origine al lavelor se află pe *planul de subducţie* al Plăcii Moldo-Ruse, sub microplaca Transilvană. În Metaliferi, erupţiile s-au produs pe fracturi interne, legate de o fosă internă, sau tot pe un plan local de subducţie.

Punerea în loc a lavelor în neogen s-a făcut dominant prin erupţii. Ca **tipuri de vulcani** au predominant *stratovulcanii*. Se întâlnesc însă şi resturi ale unor curgeri bazaltice de tip hawaiian, iar V. Manilici (1957) este de părere că în Apuseni, Căliman-Harghita şi Oaş-Gutin au avut loc şi explozii violente de tip *pelean*.

Venirea la zi a lavelor s-a extins pe o perioadă îndelungată de timp, care ţine din miocenul mediu şi până la sfârşitul pliocenului sau chiar începutul cuaternarului. **Ca vârstă absolută**, determinările au indicat începuturile vulcanismului din Orientali astfel: în Ungaria acum circa **22 mil. ani**, în Oaş-Ţibleş acum circa **15 mil. ani** – badenian, iar în Căliman-Harghita acum circa 11 mil. ani – pannonian. Încetarea erupţiilor s-a făcut tot dinspre nord către sud, în urmă cu circa 6,8 mil. ani în Oaş şi cu circa **0,3 mil. ani** în sudul Harghitei (vezi şi W. Schreiber, 1994). În Căliman-Harghita există însă două etaje, cel inferior pus în loc între 11-7,5 milioane (pannonian) şi cel superior (al conurilor) erupte dominant între 6-0,3 mil. ani (ponţian-cuaternar).

După studiile geologilor, s-au reconstituit aproximativ *patru faze de erupţii* (T. Ghiţulescu şi M. Socolescu, 1941 ş.a.). Unele faze sunt mai importante pentru cantităţile mari de lave pe care le-au adus la suprafaţă şi care adesea au acoperit total sau parţial lavele mai vechi. Pe de altă parte, în Apuseni şi în zona Baia Mare, eroziunea a îndepărtat cea mai mare parte a lavelor mai noi, scoţând la zi lavele fazelor vechi.

Cercetările mai recente grupează erupţiile neogene în **trei cicluri**, după asociaţiile de roci cu caractere petrochimice similare

(D. Rădulescu şi M. Borcoş, 1968); într-un ciclu se individualizează însă *faze de erupţie* care pot începe diferenţiat de la un loc la altul. Primul şi al doilea ciclu se întâlnesc, se pare, numai în Apuseni şi Oaş-Ţibleş, fiind nesemnificative în Căliman-Harghita.

Astfel, atât în Apuseni, cât şi în Oaş-Lăpuş, *ciclul I* se manifestă prin riolite şi andezite, cu forme explozive. În Oaş-Lăpuş se depun stratele vulcanogen-sedimentare (brecii, aglomerate, tufuri). Este lipsit de valoare metalogenetică în Apuseni, dar deosebit de important în acest sens în Oaş-Lăpuş. Ca vârstă, este badenian pentru Apuseni şi badenian superior-sarmaţian superior, pentru Oaş-Lăpuş (fig. 46).

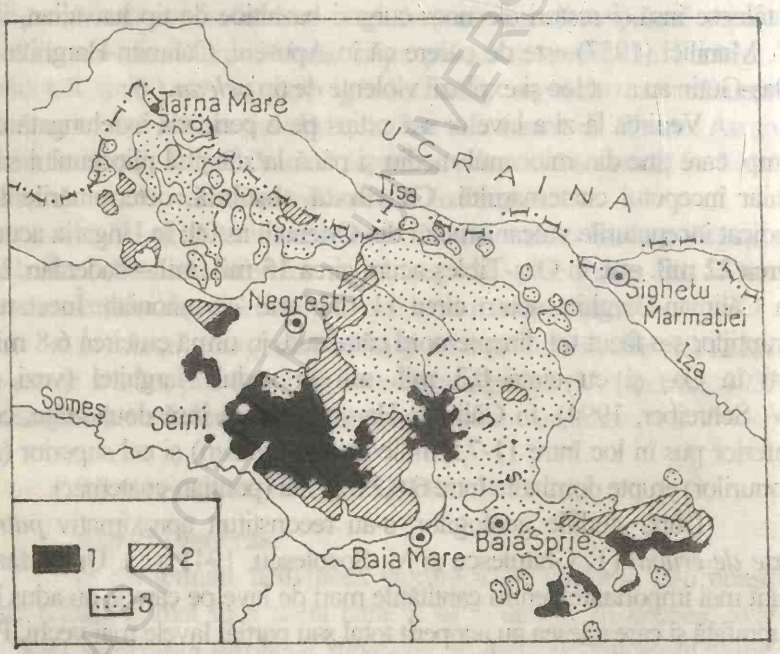


Fig. 46. Răspândirea vulcanismului neogen în Vulcanicii Nordici (după D. Rădulescu şi M. Borcoş). 1. Ciclul I, 2. Ciclul II, 3. Ciclul III

Ciclul II este şi mai extins în Apuseni şi se desfăşoară în badenianul superior-sarmaţian şi în o parte din pannonian; foarte important metalogenetic, se manifestă efuziv şi subvulcanic dând dacite şi andezite cuarţifere. Pentru Oaş, situaţia este similară, dar ca timp este, ca şi ciclul I, mai întârziat (sarmaţian-pannonian). În Căliman e posibil ca dacitele de Drăgoiasa să reprezinte acest ciclu.

Ciclul III este foarte slab în Apuseni, fiind reprezentat de emisii reduse de lave şi filoane de andezite şi bazalte la sfârşitul pannonianului şi începutul cuaternarului. Oaşul are ca specific curgeri largi de lave în nord şi dyke-uri în sud, rocile principale fiind andezitele bazaltoide. Ciclul acesta ultim cuprinde însă totalitatea erupţiilor din Căliman-Harghita, unde a dat stratovulcani; s-a impus o varietate de andezite, este fără importanţă metalogenetică şi se încheie în cuaternarul inferior, în sudul Harghitei.

Pe total, **rocile** aduse la zi sunt destul de variate ca tipuri. Proporţional domină *andezitele,* după care urmează *riolitele*, *dacitele* şi *bazaltele.* În cantităţi deosebit de mari, mai ales în grupa Călimanului, se întâlnesc *aglomerate vulcanice.* Sunt de amintit şi *tufurile* din Transilvania şi din regiunile extracarpatice, ale căror raporturi cu erupţiile din Orientali şi Apuseni nu sunt pe deplin lămurite.

Relieful. În ceea ce priveşte formele create, existente azi, vulcanismul neogen a avut următoarele rezultate: cantitatea mare de materiale vulcanice a condus la formarea unui adevărat *lanţ muntos*, situat în vestul Orientalilor, dar şi un şir de *depresiuni de baraj.* În interiorul lanţului se întâlnesc *conuri*, *cratere*, coşuri principale sau adventive sub formă de măguri de tip *neck*-uri, apoi *dyke*-uri, resturi de *planeze* ş.a. La periferie apar *platouri* constituite din lave, dar mai ales din formaţiuni vulcanogen-sedimentare.

Conuri, cratere, resturi de planeze şi podişuri de aglomerate, respectiv forme vulcanice primare, se păstrează numai în grupa Căliman-Harghita. În munţii Oaş-Lăpuş domină formele derivate prin eroziune, adică neck-uri – sub formă de măguri, conuri şi chicere –, dike-uri , resturi de platouri de lavă (Igniş şi Văratec), culmi şi obcine

retezate de o suprafață de eroziune (suprafața Țării Lăpușului) și *depresiuni intramontane* formate pe sedimentar și alungite în mod obișnuit pe văi (excepție depresiunile Oaș și Chiusbaia). În Țibleș este specific un șir înalt de cupole dezvelite de sub sedimentar eocen sau oligocen (în Hudin). Munții Bârgăului se remarcă printr-o suprafață de eroziune, la 1000-1200 m, ondulată, care retează sedimentarul și din care saltă măguri formate din corpuri intrusive de lave, chiar lacolite, scoase la zi de către eroziune. Acestea sunt mai multe și mai dispersate decât în Țibleș, peste unele din ele impunându-se văi epigenetice.

În Munții Apuseni, urmările morfologice sunt mai puțin importante, vulcanismul nou s-a suprapus în general unei regiuni muntoase mai vechi, a fost puternic erodat și apare în morfologie sub forma unor „clăi" risipite, săltate peste rocile sedimentare sau peste erupțiile mai vechi, deși inițial unii vulcani de aici atingeau peste 2500 m.

A. Lanțul vulcanic al Carpaților Orientali

Din punct de vedere geologic, lanțul vulcanic al Carpaților Orientali se împarte în trei unități: Oaș-Lăpuș, Țibleș-Bârgău și Căliman-Harghita. Sectorul Țibleș-Bârgău (format din cupole, silluri sau alte forme intrusive, dar dominat de sedimentar) nu este însă continuu, ci întrerupt de Munții Rodnei. Fiecare dintre cei doi munți, Țibleș și Bârgău, se lipsesc însă de câte unul din sectoarele eruptive vecine. Ca urmare, geomorfologic deosebim numai *două sectoare* în cadrul lanțului vulcanic, separate prin Munții Rodnei: *Vulcanicii Nordici* (sau Oaș-Țibleș) și *Vulcanicii Sudici* (sau Căliman-Harghita). Vulcanicii Nordici se continuă și peste graniță, în Ucraina și Ungaria. Întregul lanț are o lungime de circa 800 km și este cel mai lung din Europa.

1. Vulcanicii Nordici (Oaș-Țibleș)

Caractere generale

Grupa Oaș-Țibleș începe din Ungaria și Ucraina (unde eruptivul a apărut mai devreme), trece granița prin Munții Oaș și ține

până în Ţibleş (valea Sălăuţei). Pe teritoriul României acest sector formează o grupare de unităţi muntoase de ordin superior, compusă din următoarele unităţi de bază: Munţii Oaşului (cei mai mici, între 400-824 m în vf. Piatra Vâscului), care ţin de la graniţă până la pasul Huta (638 m); Masivul Igniş sau Munţii Poienilor (vf. Igniş, 1307 m), care este şi cel mai extins ca suprafaţă eruptivă şi ţine până la pasul Gutin sau Pintea (987 m); Masivul Gutin (1443 m în Creasta Cocoşului), până la pasul Neteda (1040 m la izvoarele văii Cavnic); Munţii Lăpuşului cu vf. Văratec, 1353 m (până la valea Mingetului, afluent al Suciului de Lăpuş) şi Munţii Ţibleşului (1839 m) până la pasul Şetref (818 m).

Diferenţierile de mai sus apar foarte clare în teren, deşi pe multe hărţi, munţii Gutin sunt scrişi peste Igniş, iar cei ai Lăpuşului sunt cuprinşi la Munţii Ţibleş.

Amintim unele din caracterele specifice (după Gr. Posea, 1962, *Ţara Lăpuşului*, şi după *Geografia României*, vol. III, 1987).

Această grupă este formată atât din eruptiv, cât şi din sedimentar, cel din urmă dominând în Ţibleş şi, în parte, în estul Munţilor Lăpuşului. Rocile vulcanice sunt mult mai variate decât în Vulcanicii Sudici (fig. 47). Erupţiile au avut loc în trei cicluri (V. Ianovici, D. Giuşcă, V. Manilici, 1961): badenian-sarmaţian (tip exploziv, emit riolite şi andezite şi este important metalogenetic), sfârşitul sarmaţianului-meoţian (domină tipul efuziv şi subvulcanic, emit dacite şi andezite cuarţitice), pannonian superior (curgeri întinse de lave în Igniş şi unele dykeuri în sud, dominând andezitele bazaltoide). Ţibleşul face excepţie, aici magma s-a consolidat numai subcrustal, în formă de coloane şi cupole, începând din badenian, dar continuând până în pliocenul inferior. Spre deosebire de grupa sudică, eroziunea în nord este mult mai avansată, nu se păstrează conuri şi cratere, cu excepţia calderelor Săpânţa şi Mara din Igniş. Ba chiar, peste relieful vulcanic s-a format o largă suprafaţă de nivelare cu două trepte, nivelul Măgurelor la circa 1200-1300 m şi suprafaţa Ţării Lăpuşului, la circa 1000 m (Gr. Posea, 1962).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

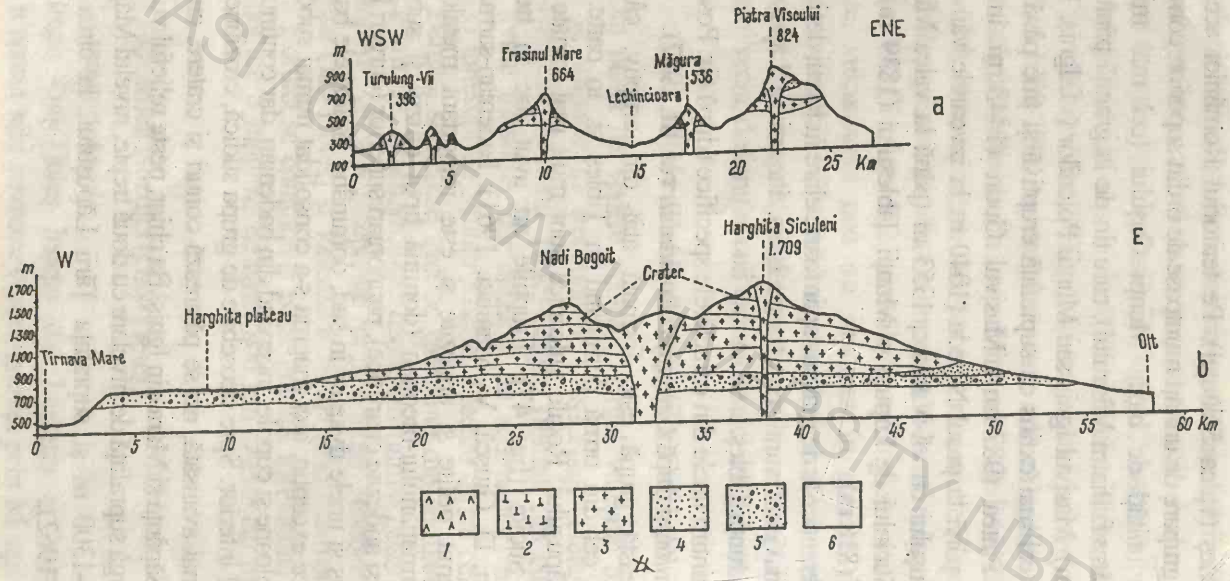


Fig. 47. Profile comparative prin Munţii Oaş (a) şi Harghita (b), după W. Schreiber. 1. dacite, 2. hialoandezite, 3. andezite, 4. piroclastite, 5. formaţiunea vulcano-sedimentară, 6. depozite sedimentare terţiare

Alte caractere remarcate la această grupă sunt: înălțarea bruscă a munților peste depresiunile sau câmpiile marginale, uneori cu 800-1000 m; deși puțin înalți, au o masivitate accentuată (nu sunt afectați de văi transversale); prezintă două trepte de relief - o fâșie mai înaltă plasată către Maramureș, formată din măguri și platouri de lave și o treaptă de culmi sau obcine, uneori chiar măguri mici și cu depresiuni interioare (formate în perioada piemonturilor), dispusă pe latura dinspre Transilvania; treapta joasă poate fi oarecum echivalentă morfometric cu treapta podișului sedimentaro-vulcanic din Căliman-Harghita; în afara acestei asimetrii se mai observă o alternanță de depresiuni și golfuri externe care pătrund în munte când dinspre Maramureș, când dinspre Lăpuș și Baia Mare, delimitate de pinteni montani înalți care și ei avansează spre exterior tot alternativ, cum sunt pintenul Șatrei (între depresiunile Lăpuș și Copalnic), pintenul Pietroasa-Seini (între Baia Mare și nordul Câmpiei Someșului); spre Maramureș, apar evidente golful Marei și golful Botizei; unitățile montane care compun această grupă au fiecare specificul său și o complexitate morfologică proprie. În fine, menționăm și multitudinea centrelor de erupție (fig. 48).

Raporturi paleogeografice

Venirile de lave s-au făcut, după cum s-a spus, în trei cicluri (V. Ianovici, D. Giușcă, V. Manilici, 1961). Primul a fost în badenian, când s-au pus în loc corpurile intrusive din Țibleș și când partea de sud-est s-a exondat, probabil și în urma unor ușoare ridicări impuse de aceste veniri de magme. Se pare că tot în această fază, ar fi erupt, în NE și sub ape, tufuri andezitice, aglomerate, brecii și chiar riolite și andezite. Urmele acestora au fost semnalate începând din Masivul Văratec (Munții Lăpușului), până în Oaș (Seini). Tufurile par a se intercala stratelor sedimentare badeniene (Manilici V. și Lupei N., 1954, citați de Gr. Posea, 1963). Andezitele însă acoperă în general sarmațianul, dar la nord-est de Baia Sprie situația este și inversă.

Al doilea ciclu, sarmațian superior-meoțian, aduce la zi, după o perioadă de eroziune, dacite, aglomerate și tufuri. Au fost reconstituite unele coșuri vulcanice pe dreapta văii Cavnicului, pe cursul inferior al Șuiorului (afluent al Săsarului) ș.a. (Manilici V., Lupei N.).

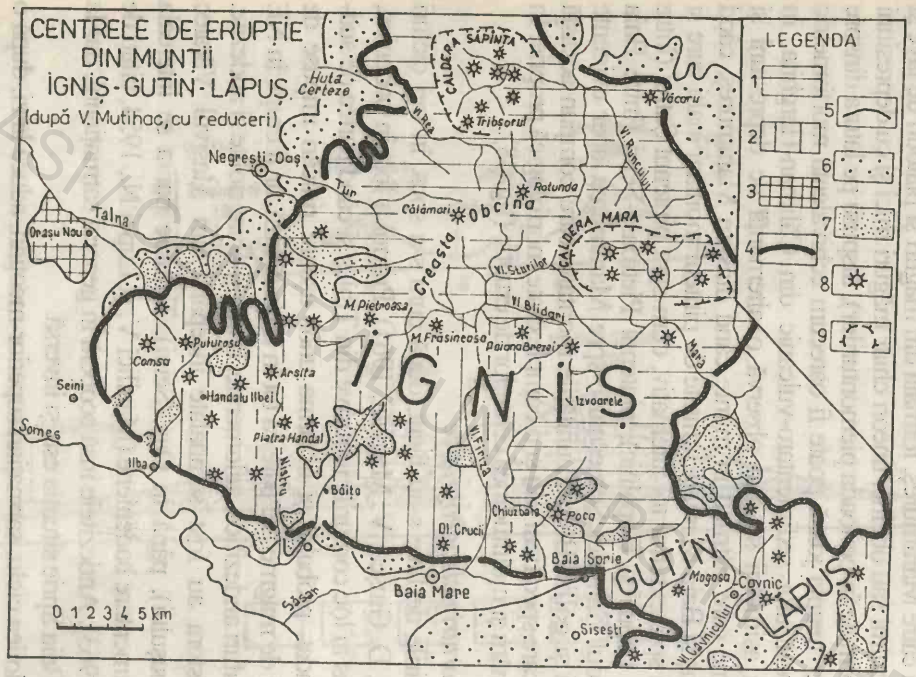


Fig. 48. Centrele de erupție din Munții Igniș-Gutin-Lăpuș (după V. Mutihac, cu reduceri) :1. Ciclul III de erupție – pliocen superior, 2. Ciclul II – sarmato-pliocen, 3. Ciclul I – badenian, 4. limita masivelor eruptive, 5. limită de formațiuni, 6. pliocen, 7. miocen, 8. centre de erupție, 9. caldere

În ciclul trei (ponțian, după R. Dumitrescu, 1954, citat de Gr. Posea, 1962), care a fost foarte puternic, au dominat andezitele ce au acoperit erupțiile mai vechi și sedimentarul sarmațian, lavele atingând grosimi de 150-400 m. Ele s-au extins în est până în masivul Vărătec. Între râul Cavnic și Muntele Vărătec, o serie de măguri par a fi mai noi decât suprafața de eroziune ce retează sarmaticul. Coșurile vulcanice de atunci au rămas azi ca neckuri. Există părerea că majoritatea lavelor s-au revărsat în exteriorul coșurilor sub formă de platouri, ocupând aproximativ toată culmea dintre Igniș și Vărătec. Un asemenea rest de platou se găsește în Igniș și altele mici în Vărătec. Ultimele andezite ar fi erupt în Gutin, sub forma unor curgeri locale situate azi pe la 1000 m și acoperite pe alocuri cu marne ponțiene (Manilici V.).

Vulcanismul celor trei cicluri a creat un lanț continuu de înălțimi, cu o masă relativ compactă între Vărătec și Igniș, formată din stratovulcani, iar în Țibleș avea aspect de gâlme izolate. Acest lanț a fost apoi afectat de o suprafață de eroziune.

În faza piemontană (dacian-romanian), eroziunea a realizat și 1-2 nivele de *umeri* și *depresiuni intramontane*.

Raporturile între *suprafețele de eroziune* și eruptiv au fost analizate de Gr. Posea (1962, p. 68-70). Conform acestor studii, demolarea inițială a lanțului vulcanic nordic s-a făcut și printr-o suprafață de eroziune care a afectat inclusiv unitățile deluroase sau depresionar-deluroase (Lăpuș, Copalnic). Este vorba de suprafața poligenetică (p. 73) a Țării Lăpușului, modelată în sarmațianul superior-meoțian, în parte și de abraziunea ponțiană și chiar de două scurte faze în postponțian. Mișcările ponțiene și postponțiene au deformat-o ulterior, înălțând-o în arealul muntos de azi și scufundând-o sub apele ponțiene în Depresiunea Baia Mare și Câmpia Someșului, impunând totodată o nouă etapă de eroziune și fragmentare în adâncime, cu crearea și a unor depresiuni intramontane. Suprafața Măgurilor (nivelul superior al Țării Lăpușului) reunește două feluri de măguri situate în medie la 1200 m: vechi – care aparțin primelor două cicluri de erupții – și noi (neckuri sau siliciferi din ultimul ciclu de erupții), modelate

ulterior împreună. Aceste măguri reprezintă dominant martori petrografici, care au rămas mai înalți atât datorită rocii, dar și ridicărilor ulterioare axiale mai accentuate care au format fâșia marilor înălțimi dinspre Maramureș. Nivelul inferior al Țării Lăpușului (al culmilor și obcinelor), în medie la 800-1000 m, s-a extins dominant pe sedimentar și ulterior a căzut pe o fâșie care s-a înălțat mai puțin. Nivelarea generală s-a făcut mai ales între ultimele cicluri de erupții și s-a terminat după ultimele erupții (pe alocuri suprafața este fosilizată de aceste erupții, dar uneori le și retează).

Fâșiile longitudinale și asimetria transversală

Aspectul actual al structurii reliefului a fost determinat de trei cauze: vulcanismul, înălțările pliocen-pleistocene și eroziunea postvulcanică diferențială, dar și nivelatoare. Specificul formelor este imprimat de vulcanism, dar înălțimile actuale sunt determinate în primul rând de ridicările postvulcanice (dovadă, sedimentarul ponțian suprapus vulcanismului și ridicat în Gutin la circa 1000 m, ca și petecile de eocen de pe vârful Țibleș). Stadiul actual de evoluție al aparatelor vulcanice (început de vulcanism rezidual) este dat însă de eroziune.

Tot înălțările diferențiate au impus un versant mai abrupt către Maramureș, față de o treaptă de obcine joase bine extinsă pe latura opusă de SV (Gr. Posea, 1962, p. 20 și 24). Apar, așadar: un șir de masive mai înalte, plasat obișnuit aproape de Depresiunea Maramureș, o fâșie de obcine și de măguri mai mici, care coboară către Năsăud-Lăpuș-Copalnic-Baia Mare și Câmpia Someșului, precum și o serie de depresiuni sau bazinete depresionare.

• *Șirul munților mai înalți*, dar de altitudini medii, reprezintă și principalele foste conuri, nekuri sau coloane subcrustale, fixate în principal pe falii „carpatice", orientate NV-SE. În ordine, munții și înălțimile maxime sunt: **Oaș** (824 m Piatra Vâscului), **Igniș** (1307 m, cu larg aspect de platou și cu două urme de caldere: Săpânța și Mara), **Gutin** (1443 m, cu aliniamentul Creasta Cocoșului și alte vârfuri situate mai spre est, presupuse rest dintr-o margine de calderă), **Mogoșa** (1246

m – intră în cadrul masivului Gutin), **Munții Lăpușului** (un șir de măguri formate pe neckuri, resturi de lave suprapuse sedimentarului, corpuri subvulcanice dezvelite de către eroziune; măguri mai importante de aici: Măgura Mare, Neteda, Pleașa, Prislopul, Sermetești, Văratec – 1353 m, toate în jur de 1250-1300 m), **Munții Țibleș** (cupole dezvelite de sub sedimentar: Hudin 1611 m, Stegior 1473 m, Țibleș 1839 m).

• *Fâșia culmilor de tip obcine și măguri mici* de pe latura transilvăneană. Acestea au altitudini cuprinse între 500-800 m, mai înalte către Țibleș (1000 m) și mai joase în Oaș; ar fi un fel de echivalent al platoului de aglomerate din Vulcanicii Sudici. În cele mai multe cazuri apar sub formă de culmi paralele, alungite pe direcție nord-sud. Au rămas mai joase datorită ridicărilor atenuate pe această latură, dar și din cauza eroziunii mai active, fiind mai aproape de nivelurile locale de bază. Măgurile vulcanice joase care apar în cadrul acestor culmi marchează coșuri de lave instalate pe falii de tip panonic, transversale pe cele carpatice, sau pe falii locale. Ele sunt specifice pentru Oaș și Igniș. Contactul cu depresiunile externe (Lăpuș – Baia Mare) este bine marcat de abrupturi (adesea între eruptiv și sedimentar), iar către aliniamentul montan al marilor înălțimi se leagă tot prin rupturi de pantă dar mai line.

Fâșia culmilor și măgurelor joase poate fi subîmpărțite în patru sectoare.

- *Obcinele Țibleșului* (numele de obcină este frecvent pentru toate culmile de sub Țibleș), situate la est de valea Mingetului, se extind de sub vârfurile Hudin-Țibleș către Țara Năsăudului. Este vorba de culmi înguste, orientate mai ales nord-sud, formate din sedimentar și cu altitudini în jur de 800 m.

- *Culmile Lăpușului*, între valea Mingetului și pintenul Măgura-Șatra, coboară către depresiunea cu același nume. În raport cu cele anterioare, au aspect lobat, cu vârfuri (măguri) împrăștiate neregulat, o morfologie mai heterogenă și o fragmentare mai mare. Geologic apar aici și roci vulcanice.

- *Munceii Băii Mari şi Cavnicului* se extind sub partea înaltă vestică a Munţilor Lăpuşului, sub Masivul Gutin şi sub Masivul Igniş. Aici se întâlnesc creste prelungi, uneori fragmentate, măguri rotunjite sau ţuguiate. Spre deosebire de Culmile Lăpuşului, aceştia iau contact cu depresiunile Copalnic şi Baia Mare prin glacisuri şi piemonturi, care încep chiar de sub măgura Şatra (ţine totuşi, ca pinten, de muntele înalt). Limita superioară urcă şi la 900 m. Pătrund adânc pe văile Cavnic, Săsar şi Firiza. În arealul dinspre Baia Mare se remarcă o mulţime de măguri sau „chicere", în special în jurul depresiunilor Chiusbaia şi Firizei, cu aspect ţuguiat, rotund sau conic, după natura rocii, de obicei andezite şi dacite. La vest de Firiza, fâşia munceilor se lăţeşte puternic, iar altitudinile scad până la 600 m.

- *Măgurele Oaşului* se găsesc pe latura de sud-vest, la contactul cu Câmpia Someşului, dar şi în interiorul Depresiunii Oaş. Sunt foarte joase şi formate din andezite, mai rar şi piroclastite. Partea mai înaltă, Culmea Cămârzanei, face parte din suprafaţa mai joasă a Ţării Lăpuşului. Dar, Măgurele Oaşului propriu-zise sunt cele de la contactul cu Câmpia Someşului şi din interiorul Depresiunii Oaş. Ele se înşiruie începând de la Oraşu Nou (Dealul Negru) până la vest de Cămârzana şi până la graniţă, unde se află Dealul Viilor (359 m).

Pentru acest sector sau aliniament, sunt specifice săltarea bruscă a măgurelor din platoul sedimentarului, existenţa în jurul lor sau pe anumite părţi a unor glacisuri extinse şi formarea unor depresiuni de tip golf care pătrund printre măguri dinspre câmpie. Cele mai mici măguri sunt în nord (Dealul Viilor, 359 m) şi cresc spre sud-est: Măgura Pleşcuţa (363 m), Gruniul (195 m, din sedimentar), Măgura Turulung la Vii (396 m), Jelejnic (480 m) şi Dealul Negru (346 m). În interiorul Depresiunii Oaş, o măgură mai importantă este Frasinul Mare (664 m).

• *Depresiunile intramontane* reprezintă un alt specific al Vulcanicilor Nordici. Ele sunt în general mici şi lărgite pe unele văi, cu excepţia Oaşului. Sunt localizate în interiorul treptei culmilor joase şi s-au format prin eroziune diferenţială în petice de sedimentar, închise în avale de chei sau de mici defilee tăiate în roci vulcanice dure. Acestea

sunt următoarele: *Oaş* (în Munţii Oaş) care are şi alte mici depresiuni adiacente (vezi harta); un număr de *opt depresiuni* se înşiră pe latura băimăreană a Ignişului; la sud de Gutin se află *Depresiunea Săsar*, iar între Gutin şi Munţii Lăpuşului se interpune *Depresiunea Cavnic*, pe valea cu acelaşi nume; în Munţii Lăpuşului există depresiunile *Bloaja* (pe râul cu acelaşi nume), *Băiuţ* (pe un izvor al Lăpuşului) şi *Poiana Botizei* (pe râul Botiz).

Unităţile montane ale Munţilor Oaş-Ţibleş

Munţii Oaşului

Se găsesc în nord-vestul României, la graniţa cu Ucraina, iar în est sunt limitaţi de pasul Huta (638 m) şi abruptul Masivului Igniş. Se află în stadiul de vulcani reziduali. Sunt munţi joşi, cu o medie de 500 m şi un maximum de 824 m (Dealul Piatra Vâscului). Erupţiile de aici au venit la zi pe o multitudine de falii cu direcţii carpatice, panonice şi locale, având ca rezultat multe edificii, dar foarte mici. În prezent se deosebesc trei tipuri de areale: o culme mai înaltă situată pe graniţă şi mai largă spre nord-vest (Munţii Cămârzanei), un şir de măguri vulcanice joase (Măgurele Oaşului) care despart Depresiunea Oaş de Câmpia Someşului; a treia unitate este Depresiunea Oaş (fig. 49).

• *Munţii Cămârzanei*, deşi formează o culme vulcanică unitară (de circa 600-800 m), prezintă totuşi o serie de măguri şi petice de sedimentar, iar partea vestică, mult mai lată, coboară la 400-500 m, despărţind Depresiunea Oaş de depresiunile Tarna-Bătarci.

• *Măgurele Oaşului* se înşiruie de la graniţă (Dealul Viilor, 359 m) şi până la sud de localitatea Oraşul Nou. Sunt formate din roci vulcanice care se înalţă brusc peste sedimentarul depresiunii sau/şi al câmpiei, impunând pe margini formarea unor glacisuri rotunde. Mai importante sunt următoarele măguri: Dealul Viilor, Măgura Pleşcuţa, Gruniul (195 m, singura măgură din sedimentar şi rest din piemontul Oaşului), Măgura Turulung Vii (396 m), Jelejnic (480 m) şi Dealu Negru.

Între aceste măguri apar deschideri largi, cu văi, care spre Oaş formează bazinete depresionare sau depresiuni golf. Sunt specifice: Depresiunea Tarna Mare, care împreună cu Bătarci apare ca o depresiune golf, dar cu specificul oşenesc al celorlalte depresiuni, apoi Tămăşeni, Turţ, Gherţa Mare şi Gherţa Mică-Călineşti.

• *Depresiunea Oaşului* ocupă o suprafaţă aproape cât arealul muntos şi este dominată de sedimentar panonian. Reliefurile dominante sunt piemonturile şi glacisurile, cel mai extins fiind *Piemontul Negreştiului*, format la poala abruptului oşean al Masivului Igniş. În vest, depresiunea prezintă un culoar-golf care se extinde printre două mari măguri eruptive (Măgura, 536 m şi măgura Frasinul Mare, 664 m); este *Depresiunea Lechincioarei* (după râul cu acelaşi nume) care cuprinde Cămârzana şi Târşolţ.

• Arealele vulcanice ale Oaşului şi în special partea vestică (Tarna Mare-Cămârzana) conţin minereuri neferoase complexe (plumb, cupru, zinc, aur, argint), izvoare minerale şi roci de construcţii. Sunt cunoscute apele carbogazoase şi feruginoase de la Tarna Mare şi Turţ-Băi (sulfurate). Minereuri se exploatează la Turţ şi Tarna Mare, dacite la Gherţa Mare şi bentonită la nord de Oraşu Nou.

Masivul Igniş

Cuprins între pasurile Huta (638 m) şi Gutin (987 m), ocupă o suprafaţă eruptivă de 850 km^2, mai mare decât toate masivele eruptive nordice la un loc (fig. 49 şi 46). Cu toate acestea este confundat des cu Gutinul, foarte restrâns, dar cu o altitudine maximă mai mare (1443 m), faţă de 1307 m în Igniş. Masivul respectiv a fost numit şi Munţii Poienilor (Gr. Posea, 1962) pentru frecvenţa numelui de „Poiană", în partea sa superioară. Sunt constituiţi din andezite sarmaţiene şi panoniene, dar cuprind şi alte roci vulcanice şi chiar petice de sedimentar.

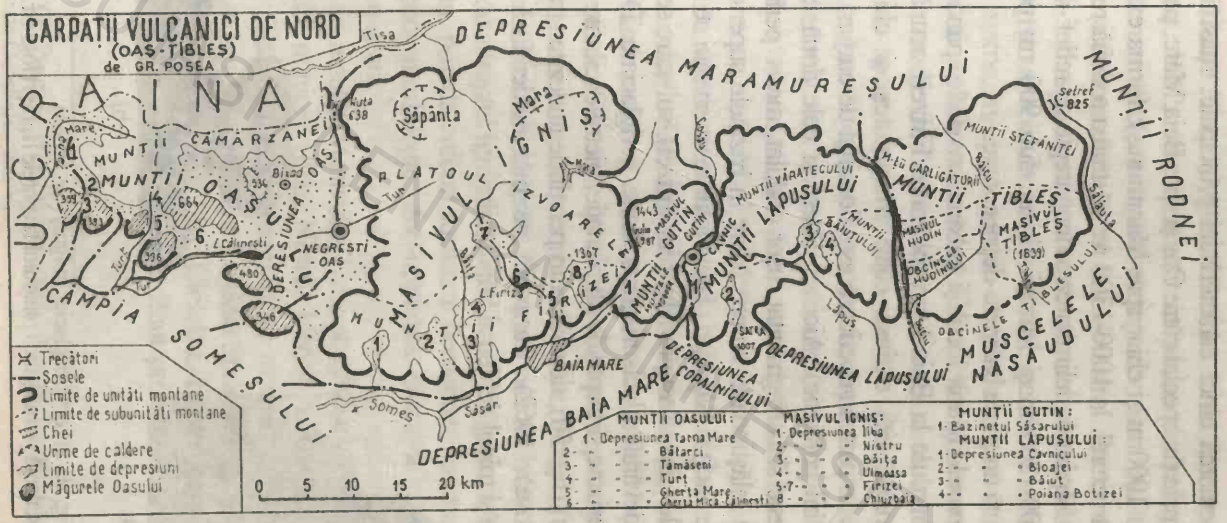


Fig. 49. Carpații vulcanici de Nord (Oaș-Țibleș)

Se pot remarca cinci caracteristici principale: masivitatea şi abrupturile marginale (în special către Oaş şi spre Baia Mare, peste care se ridică brusc cu 1000 m şi chiar spre Maramureş); forma extinsă de platou, în parte structural, la 1000-1300 m; păstrarea a două resturi de caldere (Mara şi Săpânța); delimitarea a două trepte de relief – Platoul Izvoarele, de 1000-1200 m şi Munții Firizei, sub 900 m; pe latura băimăreană prezintă un şir de bazinete-depresionare.

Platoul Izvoarele (după locul şi cabana Izvoarele, până la care există un drum bun, de la Baia Mare pe valea Firizei) ocupă partea nordică a masivului, cea extinsă către Maramureş şi chiar spre Depresiunea Oaş. În partea superioară este dominat de curgeri de lave andezitice (probabil ponțiene). Aici se găsesc şi cele două urme de caldere. Platoul este slab fragmentat, uşor ondulat, motiv pentru care apar multe areale mlăştinoase, cu precădere în bazinele superioare ale Marei (amunte de chei) şi Săpânței. Toate laturile masivului se termină cu abrupturi (unele până deasupra Munților Firizei), sub care se găsesc grohotişuri sau adevărate glacisuri-piemontane, periglaciare. De altfel, în Igniş au fost sesizate şi trepte de altiplanație, pietre oscilante şi chiar forme de tor (tors) (fig. 50), degajate din pereții de andezite stratificate orizontal (Gr. Posea, 1962). Ca relief se mai evidențiază Cheile Tătarului pe Mara şi micul defileu al Săpânței.

a) b)

Fig. 50. a)Tors periglaciar în Igniş (Gr. Posea)
b) Stâncă oscilantă pe marginea platoului Izvoarele (Igniş) (foto Gr. Posea)

Munții Firizei (Munceii Băii Mari sau Precarpații Băii Mari , la Gr. Posea, 1962) s-au dezvoltat în partea de sud și sud-vest, pe o suprafață mai mare decât platoul superior. Sunt mult mai fragmentați, mai joși și formează un nivel clar de culmi, dar cu măguri local mai înalte. Și sub aspect geologic sunt mai complecși: andezite sarmațiene, uneori și panoniene, dacite, piroclastite, petice de sedimentar panonian (argile, marne, nisipuri, gresii, conglomerate – ca de exemplu la Chiusbaia), iar la vest de lacul Firiza chiar fliș eocen. Culmile au o altitudine medie de 600 m, din care saltă o mulțime de măguri sau chicere, în special în jurul depresiunilor Chiusbaia și Firiza. Aceste măguri au formă țuguiată sau rotundă, după natura rocii din care sunt constituite, mai ales andezite și dacite; cele din jurul Chiusbaiei sunt uneori de-a dreptul conice, dar la nord de Baia Mare apare forma de culmi.

Pe latura depresiunii Baia Mare există un șir de bazinete-depresiuni, determinate de petice de sedimentar și pe care s-au axat văi, uneori fiind vorba și de inversiuni de relief. Ieșirea râurilor din depresiuni se face prin chei sau îngustări petrografice. Cele mai expresive sunt cele trei depresiuni de pe Firiza (Ferneziu, Firiza și Blidar) și Chiusbaia. Aceasta din urmă este un bazin circular, mărginit la nord de abruptul Ignișului, iar în rest de măguri. A fost sedimentată în panonian, posedă cuiburi fosilifere deosebite; depresiunea este unitară sub aspect morfologic, dar împărțită hidrografic în două bazinete, printr-o captare[15].

În arealul Masivului Igniș se găsesc trei areale principale de exploatări miniere (Ilba, Nistru, Herja), plus două la contactul cu Gutinul (Săsar și Baia Sprie). Este vorba de filoane cu minereuri complexe și auro-argintifere. La Baia Sprie se exploatează caolin, iar pe flancul sudic (la Sieni, Ilba, Cicârlău, Limpedea și Firiza) și vestic (Huta, Arșița, Cornetu) andezit. Sunt prezente și izvoare minerale pe

[15] Gr. Posea (1957), *Evoluția rețelei hidrografice din Depresiunea Chiusbaia.* Probleme de Geografie, vol. V.

linia de contact cu glacisurile şi piemonturile marginale, la Firiza, Chiusbaia, Baia Sprie, Săpânța, sau către Oaş.

Munții Gutinului

Sunt extrem de reduşi ca extindere, se evidențiază prin Creasta Cocoşului (1443 m), atât dinspre Baia Mare, cât şi dinspre Maramureş. Sunt dominați de andezite, Creasta Cocoşului fiind o lamă de tip deyk, modelată periglaciar, sau poate un rest dintr-o margine de calderă. Către pasul Gutin apare şi panonian (pe la 900-1000 m), iar măgurele Mogoşa şi Măgura sunt clădite pe neckuri.

Se deosebesc două subunități: *Masivul Gutin* şi *Muntele Mogoşa*. Primul prezintă o culme nordică mai înaltă, cu Creasta Cocoşului şi alte vârfuri şi creste mai mici şi cu un abrupt foarte puternic spre Maramureş. Include şi un mic platou la circa 1000 m, către pasul Gutin şi spre Săsar, care ia contact cu partea înaltă tot printr-un abrupt. La poala ambelor abrupturi sunt grohotişuri şi lacuri de origine periglaciară. Dar grohotişurile dinspre Maramureş, mai ales sub Creasta Cocoşului sunt active şi în prezent, pe când cele dinspre Săsar sunt fosilizate de sol şi pădure, iar lacurile de aici au fost colmatate, uneori transformate în turbării. Muntele Mogoşa se plasează în sud, dominant în bazinul Săsar şi include două măguri: Mogoşa sau Dealul Negru (1246 m) şi Măgura (1126 m).

Treapta joasă, zisă a munceilor, este foarte restrânsă sub Munții Gutin, ea apărând sub forma unei fâşii înguste sub Mogoşa şi în bazinul Săsar, unde se lățeşte către Baia Sprie. Caracteristic este faptul că această treaptă pare să fi evoluat ca un fel de piemont.

Pe versantul sudic şi către Cavnic există filoane cu sulfuri polimetalice, exploatate la Şuior (minereul se prelucrează la Baia Mare) şi la Cavnic (prelucrat la flotația Cavnic).

Creasta Cocoşului este monument al naturii, iar pe Mogoşa s-a realizat o frumoasă pârtie de schi.

Munții Lăpușului

Încep la valea Cavnic și pasul Neteda (1040 m) și țin până la valea Mingetului (afluent al Siciului, de Lăpuș) și izvoarele văii Botiza. Ca și Gutinul, spre Maramureș se termină cu un abrupt, mai redus, sub care se extind glacisuri și piemonturi, în parte de eroziune. În Munții Lăpușului însă, numărul măgurelor se mărește și forma lor este mai rotunjită. La baza acestor măguri se află fâșii cu aspect de poiană, resturi din suprafața Țării Lăpușului ridicate tectonic mai mult decât nivelul general. Eruptivul reprezintă curgeri de lave și neckuri, de vârstă sarmațiană și panoniană și este dominant până la vârfurile Văratic, unde apare un mic platou de lave. În continuare, către izvoarele văii Lăpuș, rămân numai petice de roci eruptive, într-o masă de fliș eocen.

Munții se compun din două trepte. Cea înaltă, situată spre Maramureș, sau *Culmea Văratic*, are altitudini care oscilează între 1100 m și 1300 m (vf. Văratic 1358 m, vf. Secului 1311 m, Sermeteşti 1306 m, Neteda 1322 m ș.a.). Culmea prezintă măguri și mici platouri și corespunde în mare cu „Suprafața Măgurelor" (Nivelul înalt al Țării Lăpușului), cartată și studiată de Gr. Posea (1962). Această culme trimite un pinten către sud, care urmează vf. Pleașa Mare, vf. Măgurii (Măgurița) și se termină în Șatra (1041 m), o măgură simbol al Țării Lăpușului. Șatra saltă brusc, ca un inselberg, deasupra unui piemont-pediment, rotund și de circa cinci ori mai extins în suprafață decât măgura centrală.

Treapta joasă (Suprafața Țării Lăpușului propriu-zisă, sau Suprafața Obcinelor, la Gr. Posea, 1962), se desprinde din prima, prin ușoare rupturi de pantă, sub formă de culmi prelungi, cu mici vârfuri rotunjite. Ele sunt perpendiculare pe culmea înaltă și coboară către depresiunile Lăpuș și Copalnic. Aici domină flișul paleogen și de aceea nivelarea prin eroziune a fost mai accentuată. Continuitatea ca treaptă a acestor culmi este întreruptă de pintenul măgurelor care se termină cu Șatra, lăsând la est *Munceii (Obcinele) Lăpușului*, iar în vest *Munceii Cavnicului* (fig. 49). De altfel, pintenul Șatra-Măgura (continuat la sud

cu ivirea de cristalin de la Ineu şi calcarele eocene din Dealul Pietriş) desparte Depresiunea Lăpuş de cea a Copalnicului.

În treapta joasă a Munţilor Lăpuşului se insinuează şi patru bazinete depresionare: Cavnic, Bloaja, Băiuţ şi Poiana Botizei. *Depresiunea Cavnic* este mai alungită şi arcuită, ca şi cursul râului cu acelaşi nume, în partea sa superioară pătrunzând şi în treapta muntoasă înaltă. Este flancată de umeri de eroziune şi de unele vârfuri, iar ieşirea către marea Depresiune Copalnic se face printr-o strâmtoare numită „La Stane", unde drumul este tăiat în strâncă. *Depresiunea Bloaja* (cuprinde şi satul Izvoarele) are o parte mai joasă, închisă de un mic defileu, şi o parte mai extinsă, în amunte, dar suspendată la 700-800 m. Depresiunile *Băiuţ* şi *Poiana Botizei* sunt ramificate în lungul celor două izvoare ale Lăpuşului – Băiuţ (Lăpuş) şi Botiz. Se deosebesc oarecum de celelalte depresiuni din treapta joasă montană; aici un rol aparte l-a jucat dispunerea în fâşii a rocilor sedimentare (nu şi eruptivul) şi diferenţele petrografice dintre acestea, mai ales fâşia calcarelor de la confluenţa celor două depresiuni.

Sub aspect economic, în Munţii Lăpuşului se găsesc două zăcăminte filoniene, cu mineralizări complexe, la Văratic şi la Băiuţ unde există şi o staţie de flotare. În mai multe locuri se întâlnesc izvoare minerale, unele în arealul depresionar, ca la Borcut, Stoiceni ş.a.

Munţii Ţibleşului

Se extind de la valea Mingetului la pasul Şetref (825 m), respectiv valea Sălăuţa. Se remarcă prin trei caracteristici: sunt cei mai înalţi din Vulcanicii Nordici (1839 m în vf. Ţibleş); rocile vulcanice sunt foarte restrânse şi reprezintă numai intruziuni sau „vulcani embrionari", într-o masă mare de fliş paleogen, consolidate subcrustal şi exhumate prin eroziune; prezintă patru trepte de nivelare, la 1800 m, la 1000-1200 m şi două intermediare, la 1400 m şi 1600 m. Acestea au fost încadrate în aceeaşi mare suprafaţă, diversificată, a Ţării Lăpuşului, de vârstă sarmaţian superior-dacian (Posea, 1962, p. 76). Explicaţia ar fi înălţările mai accentuate în Ţibleş, pentru etapa respectivă şi ulterior.

Rocile vulcanice sunt reprezentate prin două mari corpuri „subvulcanice" – Țibleș și Hudin – puse în loc în badenian și consolidate sub sedimentar. Pe vârful Țibleș se mai păstrează încă lespezi de gresie eocenă coaptă prin metamorfism de contact. Intruziunile principale exhumate au impus un aliniament înalt de vârfuri, din care se remarcă: Țibleșul (1839 m), cu trei vârfuri (Țibleș, Arcer și Bran), Stegiorul (1473 m) și Hudin (1611 m). Intruziunea Țibleșului este mai complexă, realizată prin mai multe succesiuni de lave de andezite și diorite, iar Hudinul reprezintă o cupolă de riolite, care străpunge sedimentarul oligocen, iar pe margini există silluri și dyckeuri (E. Rusu)[16].

Ca și ceilalți munți prezintă o treaptă înaltă de peste 1300 m, care încorporează aliniamentul *Țibleș-Hudin*, inclusiv formațiuni sedimentare, și o treaptă joasă – *Obcinele Țibleșului*, la o altitudine medie de 1000 m. Ultima treaptă este numai din fliș, iar ca relief domină culmile care pornesc radial de sub Hudin și Țibleș, atât către Lăpuș dar și spre Muscelele Năsăudului. Aici este foarte frecvent numele de obcină. Nu are depresiuni interioare.

Deși dominați aproape total de sedimentar, Țibleșul și Hudinul, alături de Șatra, Gutin și Igniș, se impun detașat pe orizontul muntos al Vulcanicilor Nordici, atunci când sunt priviți din culoarul depresionar Baia Mare – Lăpuș și Țara Năsăudului.

În Țibleș există mineralizări de sulfuri polimetalice și un filon de sulfură de fier pătruns în sedimentar.

Eruptivul din Munții Maramureșului (Toroiaga)

Între râurile Vișeu și Vaser, din Munții Maramureșului și la nord de Borșa se află Masivul Toroiaga, unul dintre cele mai înalte din munții respectivi (1930 m). Este tot un corp intrusiv, ca și cele din Țibleș, dar aici străbate cristalinul. Este format din andezite, iar spre nord și sud prezintă silluri, dickeuri și alte forme mai mici (E. Rusu,

---

[16] *Le volcanisme embryonnaire neogène du nord des Carpates Orientales.* Analele Științifice ale Universității „Al. Cuza", Iași, Tom XLIV-XLV, s. II. c. Geografie, 1998-1999.

1999). Masivul este traversat de o linie de filoane cu sulfuri polimetalice. În acestea se găsesc complexe cuprifere, cu centru de exploatare la Baia Borşa şi cu flotare şi iazuri de decantare pe valea Ţâşlei. Există şi izvoare minerale, atât în eruptiv, dar şi în cristalin şi sedimentar eocen. În avale de Baia Borşa se exploatează andezit.

Depresiunea Maramureşului

Se impune a fi menţionată la/sau şi la relieful vulcanic, deoarece bararea sa ca depresiune s-a făcut de către sectorul vulcanic Oaş-Ţibleş. Prin aceasta nu se exclude nici caracterul tectonic, ca o fosă cretacică şi paleogenă iniţială, precum şi înălţările, de asemenea tectonice, ale lanţului eruptiv nordic de la sfârşitul pliocenului şi din cuaternar, mai active decât înălţările înseşi ale depresiunii. Legat de aliniamentele de falie, care mărgineşte eruptivul către Maramureş, continuat şi cu falia Rodnei (sau Dragoş Vodă), s-au format o serie de glacisuri acumulative, în parte şi de eroziune, dar pe alocuri şi cu caracter piemontan. Este vorba de Piemontul Rodnei (Borşa - Moisei), Piemontul Săcel-Botiza (sub Ţibleş şi estul Munţilor Lăpuş), Piemontul Văratic (sub partea central-vestică a Munţilor Lăpuş), Piemontul Gutinului şi Piemontul Mara-Săpânţa (sub Munţii Igniş).

Aureola mofetică şi resursele de subsol. Manifestările postvulcanice, cu precădere emanaţiile de CO_2, sosesc la zi pe falii de adâncime.Combinate cu surse de apă, ele dau *izvoare minerale*. În funcţie şi de alte dizolvări şi acumulări, în cantităţi diferite, de fier, sulf, sulfaţi, sare etc., aceste izvoare se diversifică în carbogazoase (borvizuri), bicarbonatate carbogazoase, feruginoase carbogazoase, sulfuroase etc. Ele apar la zi atât în roci vulcanice, dar şi în cristalinul sau flişul din apropiere formând aureola mofetică. În aureola Oaşului se ivesc ape minerale la: Tarna Mare, Bixad, Valea Mariei, Turţ-Băi, Certeze, Oraşu Nou, Săpânţa ş.a. Pentru Igniş şi Gutin sunt mai cunoscute Chiusbaia şi Baia Sprie. În aureola Lăpuşului intră: Dăneşti, Cărbunari, Stoiceni (legat de eruptivul Şatrei), Strâmbu-Băiuţ, Botiza

ş.a. În legătură cu eruptivul Toroiaga apar ape minerale la Vişeul de Sus, Valea Vaserului, Borşa ş.a.

Minereurile subsolului sunt de mai multe tipuri. *Sulfuri polimetalice* (cupru, plumb, zinc), există la Tarna Mare (Oaş), Nistru, Ilba, Băiţa, Herja (Igniş), Cavnic, muntele Văratec, Băiuţ (Lăpuş) şi în Ţibleş şi Toroiaga. Minereuri *auro-argintifere* la: Bixad, Raşca-Vii (Oaş), Săsar, Valea Roşie, Dealul Crucii (Igniş), Baia Sprie, Şuior (Gutin), Băiuţ (Lăpuş). *Bentonită* există la Oraşu Nou (Oaş). *Andezitul* se exploatează îndeosebi la Seini (Igniş).

2. Vulcanicii Sudici (Căliman-Harghita)

Ca şi la cei nordici, includem aici şi ivirile vulcanice din nord (Bârgău) şi sud (Perşani), ca şi depresiunile mărginaşe, de baraj. Aspect specific de relief vulcanic bine păstrat se găseşte numai în şirul Căliman-Harghita. Acesta din urmă se extinde de la izvoarele Bistriţei Bârgăului şi Dornei până la defileul Oltului de la Tuşnad şi munţii Baraolt şi Perşani, din sud. Aici se găsesc trei mari masive vulcanice: Căliman (până la defileul Topliţa-Deda), Gurghiu (până la izvoarele Târnavei Mari) şi Harghita (până la Tuşnad). Din Harghita se desprind însă unele digitaţii vulcanice: una la est de defileul Tuşnad (muntele Ciumatu sau Puciosul, care ţine de Munţii Bodoc), alta spre Munţii Baraolt, a treia peste nordul Munţilor Perşani (câteva petice trec şi la sud de defileul Racoş) şi o a patra fâşie acoperă interfluviul sinclinal dintre Homoroade şi ţine de Subcarpaţii Transilvaniei.

Înălţimile maxime se ridică la 2100 m în Pietrosul Călimanului, 1776 m în vf. Saca (Gurghiu) şi 1800 m în vf. Harghita-Mădăraş. Lungimea grupei este de 150 km, iar lăţimea atinge frecvent 40-50 km. Ca aspect, sunt munţii care şi-au păstrat cel mai bine o morfologie tipic vulcanică. Prezintă două trepte: cea a conurilor şi ce a platourilor.

Treapta conurilor apare pe vechiul aliniament de erupţie. Se pot reconstitui, pe acesta, 17 conuri, 9 cratere şi 6 caldere (4-13 km diametru), din care 3 conuri nu au cratere, 2 conuri şi craterele lor sunt îngemănate şi un con are 2 cratere gemene (Ciumatu). Dintre ele, unul

singur își păstrează forma intactă de crater[17] (Sf. Ana). În interiorul celorlalte au pătruns regresiv izvoarele unor văi, care însă n-au reușit să le distrugă complet.

Conurile vulcanice reprezintă în principal stratovulcani sau vulcani micști și sunt suprapuse pe roci sedimentaro-vulcanice. Există însă subordonat și conuri parazite sau domuri de piroclastite. Corpuri intrusive apar foarte rar. Principalele conuri se înalță cu circa 700-800 m peste platourile marginale, iar diametrul lor depășește uneori 15 km. Multe conuri păstrează urme de barancouri și de planeze, uneori cu trepte structurale. Roca dominantă în conuri o constituie diferitele tipuri de andezite și foarte puține bazalte și dacite. Există și piroclastite, dar puține, cu excepția Călimanului unde stratele respective ating grosimi totale de până la 800 m. În acest masiv, piroclastitele, erodate diferențiat, au impus și forme deosebite ca ace, coloane, stâlpi, creste.

Craterele principale sunt: *Căliman*, în munții Căliman, de circa 10 km diametru (calderă); în Munții Gurghiului – *Fâncel-Lăpușna* sau Bătrâna de 13 km diametru (calderă), *Saca*, *Șumuleu* (caldere), *Ciumani - Ferăstrae*; în Munții Harghita apar craterele *Ostoroș*, *Harghita* (calderă), *Arotaș*, *Luci* (calderă), *Cucu*; în Muntele Ciumatu se află două cratere gemene, unul nedrenat, *Sf. Ana*, și altul drenat, *Mohoș*.

Morfologia vulcanică de cratere și conuri a impus, la rândul ei, și o *rețea hidrografică adecvată*: de pe conurile principale se desfășoară văi divergente, care, probabil la origine au fost barancouri, iar în interiorul craterelor se mai păstrează încă o rețea convergentă.

Treapta platourilor vulcano-sedimentare. În sens transversal, lanțul eruptiv prezintă o oarecare *asimetrie*, cu o pantă mai mare spre est și una mai lină către vest. Cauza constă în modul de depunere al marilor cantități de lave, dar mai ales a formațiunilor vulcanogen-sedimentare ce aparțin primului ciclu și care s-au depus subacvatic; ele apar ca un platou ușor înclinat spre vest peste care s-au suprapus erupțiile mai noi, cu conurile și craterele actuale. La poala acestuia,

[17] Și acesta a fost oarecum contestat, că nu ar fi un caracter tipic (D. Slăvoacă și C. Avramescu, 1956)

curgerile de *lahare* se îngemănau şi realizau poale oarecum continue, mai ales sub Căliman. În partea superioară a platoului panta se mărea, făcând trecerea către cupolele centrale vulcanice.

Între platourile vulcanice şi sedimentarul Transilvaniei s-a format, ulterior, un contact *abrupt*, cauzat de eroziunea diferenţială, precum şi de mişcările pe verticală. Ridicările ulterioare ale masivelor montane au mărit amplitudinea abruptului între platoul vulcanic şi Bazinul Transilvaniei.

La sfârşitul pliocenului – cuaternarul vechi, regiunea muntoasă a suferit ridicări mai mari, care au modificat în parte vechea poziţie şi înclinare a platoului, înălţând, se pare, mai mult marginea sa vestică, accentuându-se astfel orizontalitatea. Azi, platourile se găsesc extinse de la 1400 m la 1600 m în nord (Căliman) şi coboară în sud (Harghita) la 750-1000 m.

La baza abruptului, creat între platoul vulcanic şi Depresiunea Transilvaniei, eroziunea a clădit, la sfârşitul pliocenului şi în cuaternar *piemonturi* (Căliman), *glacisuri* şi începuturi de *pedimente*, uneori chiar *depresiuni*, ca Sovata. A fost fragmentat şi platoul sedimentaro-vulcanic, rămânând din el interfluvii netede, de tip *mesas*, surprinse şi în toponimia locală (Dealul Lung, Dealul Şes, Dealul Lopata etc.).

Din punct de vedere **geologic**, Vulcanicii Sudici (excepţie Bârgăul) se compune (D. Rădulescu şi colab., 1964) din **două structuri vulcanice** (impuse şi în relief): una de bază (vulcanogen-sedimentară) şi alta suprapusă (stratovulcanii). Prima apare la zi pe laturile de nord şi sud, dar mai ales pe latura de vest, unde are lăţimi mari, iar sub aspect morfologic formează, după cum s-a spus, un platou deosebit de neted, slab înclinat spre vest şi bine delimitat printr-un abrupt faţă de sedimentarul Transilvaniei. Complexul sedimentaro-vulcanic s-a depus subacvatic, este cimentat şi corespunde, se pare, miocenului superior – începutul pliocenului, partea primă a ciclului unu, când a avut loc aici o primă activitate vulcanică, dominant explozivă. În perioada următoare s-a produs o exondare şi erodarea acestor prime aparate vulcanice şi apoi depunerea de noi materiale vulcanice constituite aproape exclusiv

din lave, mai rar piroclastite, cu excepția celor din Căliman. D. Rădulescu apreciază, prin determinări de vârstă absolută, că perioada veche de activitate vulcanică, inclusiv cea de erodare a aparatelor, a durat circa 5 mil. ani, începând de la limita miocen-pliocen (acum circa 12 mil. ani) și terminându-se acum circa 7 mil. ani.

Sub aspect **paleogeografic**, *primele erupții* au avut loc în condițiile existenței *lacului transilvănean*, care venea în contact cu Carpații Orientali, iar vulcanismul a creat aici un simplu *arhipelag* fără să întrerupă legătura lacului cu Carpații din est. În perioada distrugerii erozive a primelor erupții, au loc și unele *explozii* vulcanice care contribuie la *formarea complexului vulcanogen-sedimentar*; în acest timp, raportul apă-uscat suferă schimbări continue, dar legătura cu lacul transilvan se menține.

Erupțiile mai noi au condus la *construirea suprastructurilor* vulcanice care stau peste platoul vulcanogen-sedimentar și s-au produs când regiunea devenise uscat. Faptul este dovedit prin existența unui strat de *pietrișuri fluviatile cristaline* aduse din Orientali, păstrat încă peste platoul sedimentaro-vulcanic, dar acoperite de lave, pe interfluviul dintre Târnava Mare și Târnava Mică. Aceste pietrișuri nu puteau fi transportate decât de o rețea hidrografică ce venea din Carpații Orientali și se dirija direct spre vest; depresiunile Ciucurilor și Gheorgheni nu existau încă (D. Rădulescu, S. Peltz, 1970). Faptul confirmă o presupunere mai veche a lui N. Orghidan (1931) și denotă existența unui *piemont* ce se forma la poalele Orientalilor, sau numai pe această porțiune, imediat după retragerea lacului pliocen din Transilvania. Aceste pietrișuri au fost în parte erodate, în parte acoperite de materialele erupțiilor care au urmat și care s-au suprapus formațiunilor vulcanogen-sedimentare din faza anterioară.

Noile erupții construiesc aliniamentul actualelor *conuri vulcanice*, care sunt săltate mult deasupra platourilor mai vechi. Prin unirea lor mai mult sau mai puțin perfectă, ele au barat *culoarul Gheorgheni-Ciuc*, care numai acum ia naștere în fapt. Pentru un timp foarte scurt, unii autori admit și instalarea de *lacuri* în depresiunile

Gheorgheni şi Ciucul inferior (D. Rădulescu, 1968 ş.a.). Procesul s-a produs în timp mai îndelungat, deoarece conurile vulcanice nu au apărut deodată, ci treptat de la nord la sud. Astfel, se pare că, pentru început, Târnava Mare izvora încă dinspre Gheorgheni trecând peste şaua Sicaş (D. Rădulescu şi S. Peltz, 1970). Asemenea scurgeri presupune şi Schreiber (1994) peste Vlăhiţa. Numai când se înalţă şi conurile sudice din Gurghiu şi Harghita, râurile cu direcţie est-vest au fost scurtate complet de izvoarele lor de pe flancul vestic al Orientalilor.

O dată cu ridicarea conurilor apar şi importante curgeri noroioase, de tipul *laharelor*, care s-au extins peste platoul sedimentaro-vulcanic şi chiar în exteriorul lui, formând uneori poale de confluenţă. În relieful actual acestea dau mici proeminenţe (6-12 m). Au fost semnalate în Depresiunea Ciuc, dar mai ales pe latura vestică a platourilor Harghita şi Căliman (D. Rădulescu, S. Peltz, 1968).

Ca vârstă, D. Rădulescu[18] admite că această etapă a conurilor, menţinute în relieful actual, a început acum circa 7 mil. ani şi a durat până acum circa 3,5 mil. ani, fără a atinge deci limita pliocen-cuaternar. Deşi o serie de cercetători au indicat prelungirea activităţii vulcanice până la începutul pleistocenului (D. Rădulescu şi colab., 1964; S. Peltz, 1969; E. Liteanu şi C. Ghenea, 1966; S. Peltz şi colab., 1971 ş.a.), iar alţii chiar până la sfârşitul pleistocenului (S. Peltz şi Margareta Peltz, 1970), datările absolute amintite denotă că depozitele de cinerite găsite în formaţiunile cuaternare sunt în zăcământ secundar, fapt dovedit şi prin aceea că activitatea vulcanică s-a încheiat cu procese efuzive şi nu explozive (D. Rădulescu, 1973).

W. Schreiber (1994), citându-l pe D. Rădulescu (1973) consideră că primele erupţii din Harghita de sud sunt ceva mai noi decât în Căliman-Gurghiu şi că au avut loc, parţial, în mediu subaerian. În pliocen s-a produs paroxismul vulcanic (ce a acoperit şi pietrişurile cristaline), când s-au depus şi lahare. Atunci s-a impus şi bara defileului de la Tuşnad, în spatele căreia s-a format un lac curgător. Încheierea

---

[18] *Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Căliman, Gurghiu şi Harghita.* Comunicare la Inst. Geol., 1972.

vulcanismului în sudul Harghitei ar fi avut loc în cuaternar (în pleistocenul mediu, după S. Peltz, 1971, citat de Schreiber), acum circa 0,5-0,2 mil. ani.

Unitățile Munților Căliman-Harghita

Munții Bârgăului

Valea Someşului Mare îi desparte de Munții Rodnei, iar în sud valea Bistrița Bârgăului şi pasul Tihuța (1200 m) îi separă de Munții Căliman. Către Depresiunea Dornelor, limita este convențională, pe văile Măria, Coşna superioară şi Teşna superioară. Prezintă un relief de podiş înalt, ondulat, cu multe măguri, situat la o altitudine medie de 1000-1300 m, fiind dominați cu 500-600 m de Munții Căliman şi Rodnei. Cel mai înalt vârf este Heniul, de 1611 m. Către est, suprafața Bârgăului se continuă cu părțile marginale mai înalte ale Depresiunii Dornelor.

Sunt compuşi din fliş paleogen transcarpatic (gresii, marne, argile, microconglomerate) străpuns de intruziuni vulcanice scoase la zi de către eroziune. Numărul intruziunilor este mult mai mare decât în Țibleş. Ca urmare, şi măgurele impuse de acestea sunt mai multe. E. Rusu (1998/1999) consideră acest relief ca cel mai reprezentativ din România pentru vulcanismul „embrionar" şi similar pe alocuri (protuziunile din partea de nord) cu peisajul din Avergne şi Pays d'Ardêche (Masivul Central Francez). De asemenea, I. Sârcu[19] constată aspectul singular al abundenței depresiunilor pe văile din Bârgău nemaiîntâlnit în Carpații Românești. Intruziunile de aici s-au pus în loc în primul ciclu „eruptiv", mai precis, după E. Rusu, în mai multe etape, începând cu sarmațianul inferior şi până la finele pliocenului (p. 56) (În Țibleş par a fi numai din badenian). Intruziunile au fost favorizate de o serie de falii secundare şi de falia Someşului Mare, de la contactul masivului cristalin al Rodnei cu sedimentarul Bârgăului. Corpurile

[19] 1957, *Câteva aspecte geomorfologice din Munții Bârgăului. Probleme de Geografie*, IV.

intrusive au formă de lacolite, coloane, domuri, silluri, dyckeuri, stockuri. I. Sârcu consideră că au fost și erupții la zi, unele măguri mici fiind neckuri, vulcanii respectivi dispărând prin eroziune. E. Rusu admite însă numai corpuri intrusive, dispersia acestora în Bârgău fiind prea mare pentru a fi coșuri de vulcani. Există și curgeri de lave și aglomerate, dar numai în partea de sud a Depresiunii Colibița (pe Bistrița Bârgăului), venite însă din Căliman. Acestea acopăr corpuri intrusive și sedimentar (E. Rusu). Formațiunile respective sunt retezate de defileul din avale de Colibița, cel mai lung din Bârgău și comparabil cu Topția-Deda. După E. Rusu, Bistrița a descoperit și s-a încrustat mai întâi în intruziune, începând totodată formarea depresiunii Colibița; a urmat apoi depunerea vulcano-sedimentarului dinspre Căliman, iar apoi o readâncire a râului inclusiv în intruziuni (defileu polifazic).

Cât privește *reliefu*l, a fost studiat de I. Sârcu (1957), Tr. Naum (1984)[20] ș.a. (vezi bibliografia la I. Sârcu). Sunt semnalate câteva aspecte caracteristice, între care: forma generală de podiș carpatic, făcând oarecum corp comun cu Depresiunea Dornelor (Culoarul Bârgău-Rodna, la Gr. Posea și L. Badea, 1984), multitudinea măgurelor vulcanice care se ridică peste nivelul ondulat al podișului, existența unui platou structural în NE (Zimbroaia), suprafețele de eroziune, multitudinea sectoarelor de văi epigenetice și densitatea depresiunilor-bazinete de pe văi în alternanță cu chei și defilee.

- *Măgurele Bârgăului* sunt impuse de intruziuni scoase la zi de eroziunea diferențială. Ele pot fi grupate după altitudine, densitate, formă etc. Partea de SV a Bârgăului posedă cele mai mari și mai înalte măguri, formând o fâșie care începe cu *Heniul* (1611 m) și continuă cu Muncelu, Miroslava (1606 m), Tomnatic și Măgurița (1582 m, situată între valea Tiha-Bârgău și Depresiunea Colibița). Toate au între 1500-1600 m. În *partea centrală* mai apar câteva măguri ceva mai înalte (Măgura Neagră – 1321 m, Corni – un lacolit intrus în strate oligocene – 1457 m și Măgura Mare – 1188 m) și multe mai mici. Heniul este măgura cea mai masivă și mai înaltă, formată dominant din silluri și

[20] *Tipuri de relief vulcanic*. Analele Universității București, seria Geografie

dykeuri insinuate în sedimentar oligocen, care impun trepte structurale pe versanți. În schimb, *Măgura Mare* (de lângă localitatea Rodna) are o formă de con perfect, ocolit de Someșul Mare, fapt ce îl face pe I. Sârcu să o interpreteze ca neck, împreună cu multe alte măguri. Autorul citat consideră că există chiar forme ce ar putea fi numite planeze exhumate, ca la Petriceaua, în nordul Depresiunii Colibița, la 1100 m. Sedimentarul dintre măguri este nivelat însă la 1000-1200 m. Aglomeratele de Căliman groase de 200-500 m, care barează depresiunea Colibița, dau în schimb suprafețe de platou și microforme de stâlpi verticali, dispuși prin pădurea de molid și care au fost modelați de șiroire și periglaciar.

În partea de NE, între văile Someșul Mare, Teșna și Coșna se află *Podișul sedimentar Zimbroaia*, unde practic nu mai apar intruziuni. Este un mare sinclinoriu orientat NV-SE, cu suprafața înaltă la circa 1400 m (domină partea centrală a Bârgăului). Aspectul actual reprezintă o inversiune de relief, axul sinclinoriului având 1400 m, iar marginile coborând la 1200 m.

Legat de „eruptiv" s-a pus și *problema formei rețelei hidrografice* din Bârgău cu multe schimbări bruște de direcție (Ilva, Leșul, Tiha sau Bârgăul ș.a.). I. Sârcu interpretează parte din aceste rețele ca provenind de la vechile divergențe de pe conurile vulcanice și de la semicircularele colectorilor de la poala vulcanilor. Așa ar fi hidrografia ce coboară de pe Miroslava, de pe Măgura Neagră (1321 m) sau semicercul Someșului Mare în jurul Măgurei Mari, între Rodna și Maieru. Dacă nu este vorba însă de vechi vulcani, aflați în faza de rezidual sau schelet, atunci schimbările bruște de cursuri și arcurile acestora pomesc de la o rețea meandrată, specifică unei suprafețe de eroziune. Aceasta s-a realizat cu aproximație la nivelul mediu al măgurelor de intruziuni, față de care s-a adaptat, ocolindu-le în multe cazuri, iar alteori și o dată cu înălțările ultime, adâncindu-se epigenetic în diferite locuri.

• *Suprafețele de eroziune*, amintite de I. Sârcu, sunt trei: la 1000-1100 m (Bârgău-Dorna, levantin-cuaternar), 1200 m (al Pasurilor carpatice – probabil s-a condus după pasul Tihuța – de vârstă levantină)

și 1400 m (Zimbroaia, de vârstă pliocenă). Menționăm că suprafețele nu au fost cartate, iar autorul nu avea experiență în această problemă. De aceea, printr-o comparație cu Vulcanicii Nordici și Țara Lăpușului, putem da unele noi interpretări. Nivelul de 1200 m coincide cu altitudinea multor măguri „eruptive" (p. 68 la Sârcu), dar și cu retezarea dominantă a sedimentarului. Nivelul Zimbroaia, de 1400 m, este clar structural-petrografic (inversiune de relief pe un sinclinoriu), deoarece marginale sale coboară la 1200 m. Vârsta nivelului de 1200 m, cel mai important din Bârgău, nu poate fi levantină (în dacian-levantin-villafranchian, pe arealul Vulcanicilor Nordici s-au format piemonturi și nivele de umeri de vale, respectiv bazinetele-depresionare de pe văi). Adăugăm și faptul că aglomeratele vulcanice din defileul Bistriței (avale de Colibița) acopăr aici un relief fosil, dar acopăr și panonianul care apare la zi pe latura vestică, transilvăneană, a Călimanului. Rezultă că este vorba de o singură suprafață de eroziune, dar complexă, ca și Țara Lăpușului, cu diferențieri inițiale, dar și ulterioare, *suprafața Bârgăului*, de vârstă sarmațian superior-pliocenă. Sub ea există și 1-2 nivele de umeri (cu altitudini relative de circa 200 m) precum și 3-5 terase.

• *Depresiunile și defileele epigenetice* se extind în lungul celor două văi mărginașe – Someșul Mare și Bistrița Bârgăului – dar și pe văile interioare – Ilva, Leșul și Tiha sau Bârgăul (fig. 51).

Pe *valea Someșului Mare*, începând din amunte, prima este Depresiunea Șanț (cu sedimentar eocen, dar la contact cu cristalinul). Urmează defileul dintre Șant și Rodna săpat în cristalin și impus epigenetic de către eocen-oligocenul care l-au acoperit; pe stânga râului, în Bârgău, există și intruziuni exhumate. Depresiunea Rodna este excavată tot la contactul cristalin-sedimentar, dar închisă în avale de măgura perfect conică numită Măgura Mare. Depresiunea Anieș-Maieru este mult mai lungă și dezvoltată numai în sedimentar. În avale de Maieru însă apare o fâșie de dacite în care Someșul a retezat o terasă largă, de 60-65 m, și una mai redusă de 100 m, ambele cu aluviuni.

Fig.51. Munții Bârgăului și împrejurimi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La aceste nivele, depresiunile Maieru şi Sângeorz-Băi, care urmează, erau una singură. Sub terasa de 60 m, Someşul a săpat un defileu în dacite şi mai în avale în conglomerate dure paleogene. Depresiunea Sângeorz-Băi s-a sculptat într-un anticlinal transversal pe râu, în axul căruia apare eocenul. Depresiunea este închisă în avale de o bară de gresie în bancuri groase şi dure, care se prelungeşte şi peste văile Ilva şi Leşu, provocând defilee similare.

Pe *valea Ilvei* apar depresiunile: Lunca Ilvei-Ilva Mare (la contactul eruptivului Măgurii Cornii cu sedimentarul oligocen şi barată de defileul din andezite existent în amonte de satul Măgura Ilvei), Măgura Ilvei (închisă în avale de defileul dintre Măgura şi Poiana), Poiana Ilvei (închisă de un defileu în gresii). În defileul din amonte de Măgura Ilvei se află şi un râu aparte, cu multe cascade – valea Blajnei.

Pe *valea Leşul* apare Depresiunea Valea Măgurii, închisă de un şiil de diorite şi apoi Lunca Leşului-Leşu, barată de defileul din avale săpat în sillurile prelungite dinspre masivul Heniu şi în gresii dure oligocene.

Valea Tiha (Bârgăul) realizează un prim defileu puternic în amonte de Mureşenii Bârgăului, pe sillurile dintre măgurele Miroslava şi Tomnatic (Defileul Străjii). În spate lasă o vale largă pe care urcă şoseaua către Tihuţa şi Piatra Fântânele. În avale de defileu urmează lunga depresiune Mureşenii Bârgăului-Tiha Bârgăului, deschisă în depresiunea comună cu Bistriţa (Bistriţa Bârgăului-Prundu Bârgăului) care nu se mai închide în avale.

Pe *Bistriţa Bârgăului* semnificative sunt Depresiunea Colibiţa şi defileul Bistriţei. Depresiunea, sculptată în sedimentar, este mărginită spre nord de o mulţime de măguri eruptive ca Tomnatic, Măguriţa şi multe silluri, dar în avale este barată de aglomerate coborâte din Căliman. În aceste materiale, groase de circa 500 m, s-a săpat unul dintre cele mai frumoase defilee, din eruptiv, lung de 5 km.

Munţii Bârgăului rămân un model de evoluţie morfologică a unui areal muntos cu intruziuni, afectat şi de depuneri marginale de aglomerate post panoniene, încă nu pe deplin descifrată.

• În Munții Bârgău se găsesc izvoare feruginoase și carbogazoase la Lunca Ilvei, Ilva Mare, Poiana Ilvei, Măgura Ilvei ș.a. La Sângeorz-Băi există două zăcăminte, unul acumulat în eocen și un altul acumulat secundar în tufuri calcaroase. Tufurile s-au depus sub forma unui mamelon de către izvoarele mineralizate ce curg continuu la zi (izvoarele „Hebe"). Apele sunt bicarbonatate, clorurate, sodice, calcice, magnezice și carbogazoase. Geneza apelor este legată de falia Someșului pe care apar emanații de CO_2, de origine mofetică. Izvoarele minerale, uneori și CO_2 liber mai apar la Parva, Anieș și Valea Vinului, în sudul Rodnei[21].

Depresiunea Dornelor este susceptibilă de a fi la origine de baraj vulcanic (Tr. Naum, 1969, teză doctorat). Totuși, defileul Bistriței, de la Zugreni (între Giumalău și Pietrosul Bistriței, o indică mai mult ca tectonică și de eroziune diferențială (I. Donisă, 1968). Sensul „ și de baraj vulcanic" rămâne. Și aici sunt multe ape minerale, legate mai mult de emanațiile de CO_2 ale Călimanului. Se găsesc la: Vatra Dornei, Șaru Dornei, Dorna Candrenilor, Poiana Vinului (Coșna), Poiana Negrii, Poiana Coșnei.

Munții Călimani

Reprezintă cel mai mare și mai înalt masiv vulcanic din România (2100 m în Pietrosu Călimanului), extins de la est la vest pe 50 km și de la sud la nord pe 30 km. Este situat la sud de Bistrița Bârgăului (Munții Bârgăului) și la nord de defileul Toplița-Deda al Mureșului. Către est se delimitează de Munții cristalini ai Bistriței prin culoarul depresionar Drăgoiasa-Borsec.

Se remarcă printr-un enorm con vulcanic de tip mixt, în principal un stratovulcan, cu o calderă de 10 km diametru, drenată către nord de Pârâul Negru, iar către SSV se extinde o enormă cupolă, un fel de podiș situat la 1500-2000 m constituit din piroclastite dominant andezitice (fig. 52).

---

[21] Pricăjan Artemiu (1985), *Substanțe materiale terapeutice din România*, Editura Științifică și Enciclopedică.

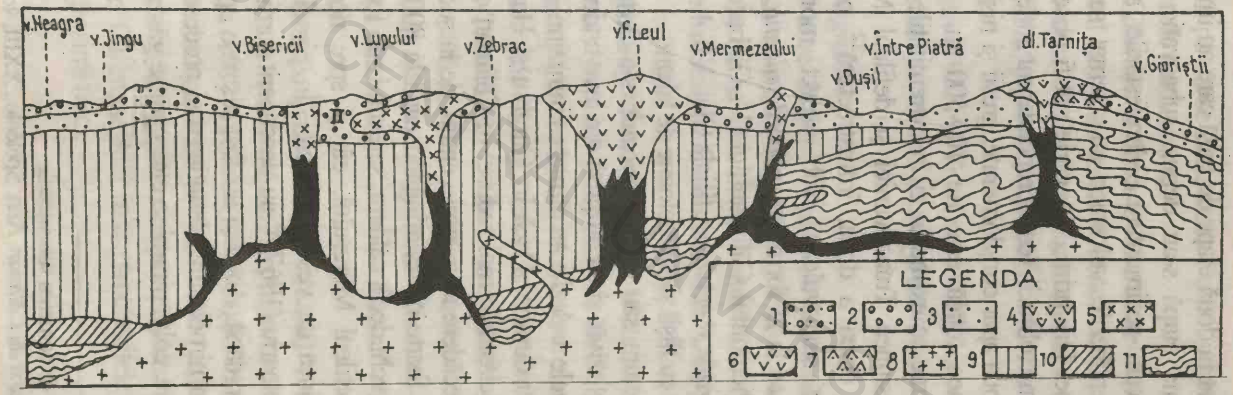


Fig. 52. Profil geologic în Munții Căliman (S. Peltz). 1. depozite vulcanogen-sedimentare, 2. complexul piroclastitelor piroxenice, 3. complexul piroclastitelor amfibolo-piroxenice, 4. andezite bazaltice, 5. andezite piroxenice, 6. andezite cu hornblendă verde, 7. andezite amfibolo-piroxenice, 8. microdiorite, 9. miocen superior, 10. paleogen, 11. cristalin

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

S-a format în două etape de bază care au impus două tipuri de structuri. În prima etapă s-au depus, subacvatic dar şi subaerian, formaţiunile vulcano-sedimentare. Manifestările au fost dominant explozive, iar depunerile vulcanice au alternat sau/şi amestecat cu sedimente terigene. Din prima categorie pot fi observate: aglomerate, cinerite, tufuri şi microbrecii, toate preponderent andezitice şi cimentate; din categoria a doua apar conglomerate, gresii şi nisipuri provenite din andezite. Grosimea totală este de 100-500 m. Aceste formaţiuni vulcano-sedimentare se extind la zi în extremităţile Călimanului, mai ales către Depresiunea Transilvaniei şi defileul Mureşului. Ele au devenit apoi, în etapa a doua, infrastructură[22] pentru marele con vulcanic, de tip stratovulcan. Sub aspect morfologic, vulcano-sedimentarul rămas la zi formează *platoul vulcanic*, evident mai ales către vest, spre Piemontul Călimanului (V. Gârbacea, 1956, *Studii şi cercetări de geografie şi geologie*, filiala Cluj, VII, 1-4). În această parte vestică se termină cu fâşii şi mameloane de lahare.

Suprastructura sau *conul vulcanic* s-a format într-o a doua etapă, dominant efuzivă, şi e compusă din lave andezitice în alternanţă cu piroclastite. Unele andezite au rămas ca intruziuni în formă de silluri, dykeuri, stâlpi sau domuri. Dacă în Gurghiu şi Harghita, lavele sunt dominante şi piroclastitele mai reduse, în Căliman există foarte multe piroclastite, cu precădere în arealul central, de la sud de calderă, unde grosimea lor este foarte mare, atingând până la 800 m. Sunt puternic cimentate şi mai vechi decât caldera; se extind sub formă de fâşie nord-sud, atât către defileul Mureşului, cât şi spre nordul Călimanului, afectând şi marginea de vest a calderei. În piroclastitele respective Tr. Naum şi I. Butnariu (1967)[23] au descoperit forme carstice, pe care le-a numit vulcano-carst. Acestea au fost distruse apoi de exploatările pentru sulf. Tot în piroclastite, denudarea şi procesele periglaciare au sculptat turnuri, ace, colţi, piramide etc., care se găsesc pe creste, dar şi

[22] Nu în sensul de domeniu subvulcanic

[23] *Le vulcanokarst du Căliman.* Ann. Spéléolo., XXIII, 4.

în interiorul pădurii pe pante accentuate. Se pot vedea la Pietrele Roşii, Doisprezece Apostoli, Lucaciu ş.a.

Caldera Căliman, a doua ca diametru după Fâncel-Lăpuşna (13 km), are în estul său şi un crater (Cebuc) cu diametru de 1 km. Pe marginea calderei apar conuri secundare, formate ulterior, cum sunt vârfurile Pietrosu, Răţiţiş ş.a. Adâncimea actuală a acestei uriaşe caldere este de 500-800 m.

L. Someşan (1933) şi Tr. Naum (1970) au semnalat şi circuri glaciare alpine, pireneene, nivale. Există şi multe forme periglaciare.

Munţii Gurghiului

Se extind între defileul Toplița-Deda, la nord, şi pasul Sicaş (1000 m) continuat cu pârâul Şicasău – Târnava Mare şi Depresiunea Odorhei, la sud. În est se află Depresiunea Gheorgheni, iar în vest, Subcarpaţii Transilvaniei (cu Dealurile Mureşului şi Târnavelor). Ca aspect general se subdivid în trei: Muntele Fâncel (1684 m) în nord până la valea Gurghiului, Muntele Saca de 1776 m (până la pasul Bucin – 1273 m) şi Muntele Şumuleu (între pasurile Bucin şi Sicaş – 1000 m). În primele două unităţi există câte un mare con şi câte o calderă, Fâncel-Lăpuşna, cu diametrul de 13 km – cea mai mare din Vulcanicii Sudici – (fig. 53), şi Saca-Tătarca de 4,5 km. În Muntele Şumuleu sunt trei conuri: Borzonţ – 1496 m (fără crater), Şumuleu (1577 m în vf. Piatra Ascuţită), cu calderă (4 km) şi conurile Ciumani-Ferăstrae cu două cratere gemene (a câte 2 km) – Ciumani (vf. Amza, 1694 m) şi Ferăstrae (fig. 54).

Rocile vulcanice (vulcano-sedimentarul) trec şi în Subcarpaţii Transilvaniei, anume la vest de culoarul depresionar Sovata-Praid-Corund, în dealurile: Becheci (1080 m), Şiclod (1028 m) şi Firtuş (1061 m).

Munţii prezintă aceleaşi două structuri (sedimentaro-vulcanicul şi conurile) şi cele două trepte corespunzătoare (platoul vulcanic şi conurile), ca şi în Căliman. Aici însă piroclastitele centrale sunt mult mai reduse şi au grosimi mici.

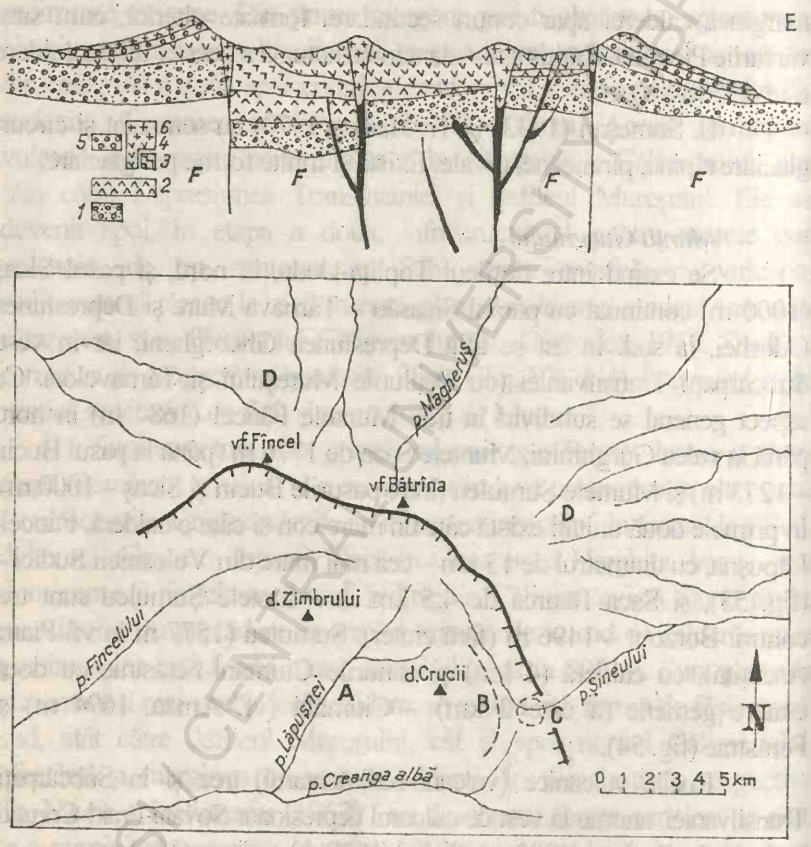


Fig. 53. Caldera Fîncel-Lăpușna: sus, 1-6 diferite tipuri de lave și piroclastite, F = fundament prevulcanic; jos: caldera și tip de hidrografie
(D. Rădulescu)

BCU MSU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig.54. Munţii Gurghiu: 1. compartimentul superior, 2. compartimentul intermediar, 3. compartimentul inferior, 3c. şisturi cristaline, 4. masiv de sare, 5a. cratere şi caldere, 5b. neck, 6. dyke, 7. falie majoră (după D. Rădulescu)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Stratele vulcano-sedimentare apar la zi pe latura transilvăneană şi pe cea a defileului Mureşului şi ocupă circa jumătate din Munţii Gurghiului. Aceste formaţiuni sunt separate în trei nivele, cel superior extinzându-se pe cea mai mare parte a muntelui. Sunt compuse din cinerite depuse subaerian, în bază, apoi conglomerate, brecii şi tufuri sedimentate subacvatic, şi din nou brecii şi conglomerate din material eruptiv, dar conţin şi şisturi cristaline şi marne ponţiene; apar şi curgeri de lave, filoane şi chiar mici intruziuni.

Platoul vulcanic prezintă o denivelare de 200-400 m către culoarul depresionar transilvan. Este mai înalt la nord, 900-1200 m, unde înclinarea mai mare, est-vest, imprimă culmilor sale caracter de piemont structural. La sud este mai neted şi uşor mai coborât (900-1000 m). În această parte, de platou, s-au fixat multe case risipite. Tot aici, la contactul cu conul Şumuleu şi pe valea Vărşagului s-a sculptat depresiunea cu acelaşi nume.

Conurile şi craterele sunt formate din lave andezitice de diferite tipuri, în alternanţă cu piroclastite (brecii, microbrecii, lapilli).

Caldera Fâncel-Lăpuşna şi conul cu acelaşi nume formează cel mai nordic vulcan. Caldera are cam 500 m adâncime şi 13 km în diametru. Se prezintă larg deschisă spre sud şi este drenată de râurile Fâncel şi Lăpuşna. Are şi coşuri secundare mai noi (Dealul Crucii, Bâtca Plumbului ş.a.). După valea Gurghiu urmează conul Saca cu caldera Saca-Tătarca. Aceasta are formă circulară, adâncime de 300-400 m şi este deschisă şi drenată către nord de Pârâul Secuiului. Prezintă deschideri în care aflorează structura de stratovulcan (lave şi piroclastite). Conul păstrează resturi de planeze. După pasul Bucin se ridică muntele Borzonţ (1496 m), un con fără crater. Imediat mai la sud domină conul şi caldera Şumuleu (4 km în diametru), de formă ovală şi deschisă spre nord. Pe latura sa sudică se observă două conuri adventive. Urmează conurile şi craterele gemene, Ciumani-Ferăstrae, cu adâncimi de numai 200-300 m. Primul crater este drenat spre sud de pârâul Sabasa, iar celălalt, mult mai erodat, de către pârâul Ferăstrae, către nord. Pe conul Ciumani se păstrează planeze şi o reţea de văi radială.

Munții Harghitei

Sunt situați la sud de pasul Sicaș (1000 m), care îi desparte de Gurghiu. În est au ca limită Depresiunea Ciuc, puțin din Depresiunea Gheorgheni, defileul Tușnad și Depresiunea Bixad. Eruptivul trece însă și la est de Tușnad, în muntele Ciumatu (1301 m). Către sud limita este dată de Depresiunea Baraolt, Munții Bodoc (înșeuarea Ozunca) și Munții Perșani (înșeuarea Merești). Formațiunile eruptive sedimentaro-vulcanice avansează și peste suprafața de eroziune a Perșanilor de Nord, iar în arealul Racoș au erupt și bazalte, într-o ultimă fază. De asemenea, sedimentaro-eruptivul se extinde și în Subcarpații Homorodului, cu care Harghita se învecinează la vest.

Pasul Vlăhița (985 m) împarte Harghita în două subunități: Muntele Mădăraș (cu 5 conuri) și Muntele Cucu, în sud (cu 4 conuri). Dacă adăugăm și Ciumatu, Munții Harghitei au 10 conuri principale, dintre care trei nu au cratere (Răchitaș, Muntele Mic și Murgu), iar Ciumatu are două cratere gemene (Sf. Ana și Mohoș). Sf. Ana este singurul crater ce se păstrează neștirbit de eroziune, având și un lac de crater, cu adâncimea maximă de 7 m. Craterele sunt în general mici, cu diametru între 1,5-4 km, cu excepția calderei Luci, de 7 km (fig. 55).

Și în Harghita se întâlnesc cele două tipuri de structuri, cu treptele corespunzătoare, platoul și conurile. Acești munți au fost bine cercetați din punct de vedere geomorfologic de W. Schreiber (1994). Studiul respectiv poate fi luat ca model pentru cercetarea altor munți vulcanici. De aceea, vom da și noi mai multe amănunte.

Conurile și craterele se ridică peste platoul vulcanic cu 300-800 m (respectiv conul Murgu și conul Harghita). Diametrul la baza conurilor este de 3-14 km. Rocile sunt dominant andezitice. Lavele mai fluide au impus conuri cu baza mai mare, dar mai joase ca înălțime. Craterele mai largi (caldere) au suferit și prăbușiri sau subsidențe, iar altele mai restrânse s-au lărgit ulterior prin eroziune.

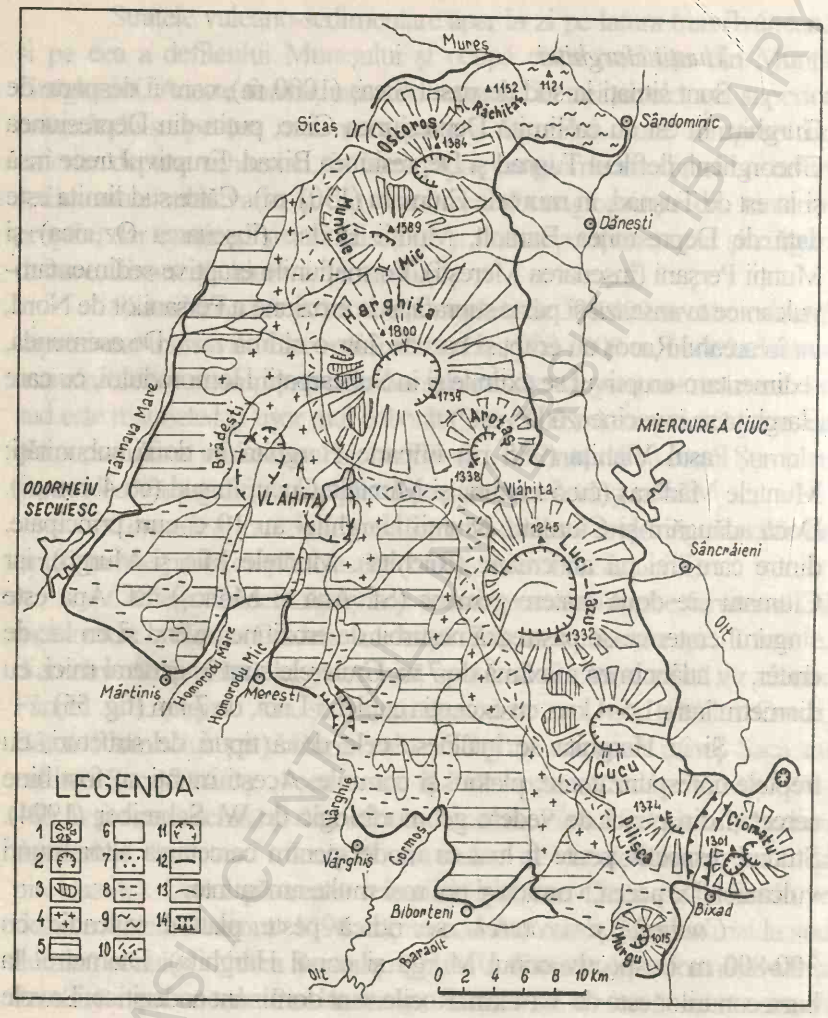


Fig. 55. Munții Harghita (după W. Schreiber cu modificări): 1. conuri, 2. cratere și caldere, 3. planeze, 4. lave, 5. platou, 6. curgeri de lave pe platou, 7. aglomerate și piroclastite, 8. sedimentar, 9. cristalin, 10. glacis, 11. depresiuni mici, 12. limita munților Harghita, 13. limită de formațiuni, 14. defileu

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

În interiorul craterelor erodate au apărut și neckuri și dykeuri. Pe flancurile conurilor sau în jurul craterelor se detașează uneori conuri secundare. Tot pe conuri se observă urme de barancouri, transformate într-o rețea hidrografică radială. Pe fundul văilor există praguri sau cascade structurale. Între văi se păstrează urme de planeze, transformate adesea în culmi. Este vorba mai ales de conurile Răchitaș, Murgu și Ciumatu care se află în stadiul evolutiv de planeză avansată. Ceilalți vulcani sunt în stadiul rezidual. Redăm pe scurt (după W. Schreiber) principalele conuri din Harghita, de la nord la sud.

Conul Răchitaș (1152 m) s-a format printr-o singură fază de erupții (monogenic). Este con de lavă, cu diametru la bază de 3,4 km. *Conul Ostoroș* (1384 m) este poligenetic, un stratovulcan bogat în lave, cu erupții centrale. Baza conului are diametru de 7,5-8 km și se înalță cu 450 m peste platou. Craterul său are diametru de 2,5 km, este drenat de pârâul Loc, a fost lărgit de eroziune, apărând un neck central (Piriske) și dykeuri pe versantul de vest. Prezintă și conuri secundare. *Conul Muntele Mic* (1599 m) are diametrul bazei de 7,5 km, o rețea hidrografică radială și planeze în est și vest. Craterul său este aproape total distrus, dar are conuri și neckuri secundare. *Conul Harghita* este cel mai reprezentativ. Se înalță cu 850 m peste platou, are 14 km diametrul bazei și cel mai înalt vârf, Harghita-Mădăraș, 1800 m. A avut mai multe centre de erupție, din care D. Rădulescu (1964, citat de Schreiber) admite că trei au păstrat cratere: Harghita (craterul central), Filio și Meghieș. Ultimele erupții au blocat coșul central, generând conuri adventive (Harghita-Racu, Harghita-Seculeni, care este și cel mai tipic con adventiv, Harghita-Ciceu ș.a.). Tot atunci s-a produs și prăbușirea părții centrale, datorită golirii cuptorului magmatic, formându-se caldera Harghita, de tip poligenetic. Aceasta are 4,5 km diametru și adâncimea de 300 m. A fost lărgită ulterior prin eroziune, care a făcut să apară dykeuri pe versantul estic și de nord-vest. Conul prezintă resturi de barancouri, planeze și trepte structurale. *Conul Arotaș* (1398 m) este situat la sud-est de conul Harghita, lângă pasul Vlăhița. Pare să fi avut aceeași vatră cu Harghita. Este mai mic, iar craterul, de

numai 1,5 km diametru, este drenat către Olt. Hidrografia este radială şi prezintă planeze. *Conul Luci* (1392 m în Dealul Fagului) se află la sud de pasul Vlăhiţa şi este al doilea ca mărime după Harghita. Are diametrul bazei de 10-11 km, iar caldera de 7 km diametru şi 200 m adâncime. Este drenată de râul Cormoş. S-a format prin explozie şi prăbuşire. Pe marginea sa se ridică numeroase vârfuri-măguri, între care unele au fost centre de erupţie, ca Dealul Fagului. Planezele sunt slab păstrate, iar la contactul cu conul Cucu se găseşte un mic platou. *Conul Cucu* (1558 m) are diametrul bazei de 8-10 km, prezintă planeze şi văi radiale. Craterul este de numai 2,5 km în diametru şi adânc de 280 m, drenat către Olt. În exteriorul craterului se înalţă conuri secundare ca Dealul Cucului, Dealul Negru, Dealul Pădurea de Piatră ş.a. *Conul Pilişca* (1374 m), cu baza de 7,5 km, are un crater excentric şi puternic distrus, cu diametru de 2 km şi 300 m adâncime. Se observă câteva planeze, mici platouri structurale şi un con secundar (Mitici, 1271 m) înspre Cucu. *Conul Murgu* (1016 m), cel mai sudic, prezintă şi o extruziune de tip pelean (după Aurelia Lazăr şi Adela Arghir, 1964, citate de Schreiber), sau un tholoid monofazic (după Schreiber). Muntele se prezintă ca două părţi mai ridicate, Murgul Mare şi Murgul Mic, din lave andezitice diferite. Murgul Mic este din andezite bazaltoide, cele mai noi lave din Harghita, iar pe vârf are un mic platou.

Conul Ciumatu (1301 m) prezintă două cratere gemene, Sf. Ana (cu lac adânc de maximum 7 m) şi Mohoş, cu mlaştină şi drenat de Pârâul Roşu. Conul are diametrul bazei de 5-7 km, iar spre nord şi nord-vest continuă cu conuri parazitare, Ciumatu Mare, Ciumatu Mic, Vârful Cetăţii ş.a. Craterul Sf. Ana pare să se fi lărgit şi printr-o prăbuşire peste cuptorul magmatic golit.

Platoul vulcanic Harghita are o netezime deosebită, altitudini de 800-1000 m şi prezintă aspecte de mesas între văile puternic adâncite. Este constituit din strate vulcano-sedimentare, groase de 200-400 m, dar în sud mai subţiri, de numai 100 m. Acestea se compun din trei nivele (D. Rădulescu, 1968). Cel inferior este dominant piroclastic, depus sub ape şi lipseşte în sud. Nivelul intermediar este mai

ales epiclastic şi depus tot subacvatic, iar în cel superior domină piroclastitele, dar are şi curgeri de lave şi intruziuni. Vârsta pare a fi panoniană, iar în sud pleistocenă. Nivelul inferior e dominat de aglomerate, piroclastite, microconglomerate, brecii; cel intermediar de nisipuri, gresii, microconglomerate şi conglomerate, toate andezitice, la care se adaugă argilele marnoase. Având în vedere corespondenţa între suprafaţa topografică şi nivelele sedimentaro-vulcanice, platoul este de natură acumulativ-structurală.

La contactul platoului cu conul Harghitei s-a format un uşor culoar depresionar de eroziune – Vlăhiţa, Căpâlniţa şi Homorod-Băi (la 760-880 m).

Depresiunile din estul Vulcanilor Sudici

La contactul Vulcanicilor Sudici cu cristalinul Orientalilor s-a format un şir de depresiuni de baraj şi de contact (eroziune diferenţială), dar şi tectonice. Între Căliman şi Munţii Bistriţei există următoarele depresiuni mici: *Drăgoiasa* (în bazinul văii Neagra), *Bilbor* (pe Bistricioara), *Borsec* (pe Pârâul Vinului, afluent al Bistricioarei). Bilbor şi Borsec sunt depresiuni tectonice (la Borsec există chiar un graben) şi par a fi funcţionat un timp ca areale fluvio-lacustre în cuaternarul inferior[24]. La Borsec se găseşte şi cărbune brun, tufuri calcaroase şi turbă. Ambele au şi ape minerale. Pentru Borsec mai trebuie spus că se poziţionează şi la nordul Munţilor Giurgeu. Ca relief, Drăgoiasa este mai fragmentată şi mai înaltă (1050 m), iar Bilbor şi Borsec au fundul mai plat şi sunt situate mai jos, respectiv circa 935 m şi 850 m. La Borsec sunt bine dezvoltate glacisurile. Hidrografia culoarului Drăgoiasa-Borsec a curs iniţial către Transilvania, iar după formarea Călimanului a fost captată către Bistriţa (I. Donisă, 1968, Geomorfologia văii Bistriţei).

---

[24] După flora determinată de E. Pop, ar aparţine sfârşitului pliocenului-pleistocen.

Depresiunea Gheorgheni, situată între munții Gurghiului și Giurgeului (plus Călimanul la Toplița), este drenată de Mureș, iar în sud ia contact cu Depresiunea Ciucurilor, prin pasul Izvoru Mureșului (891 m). Este suspendată în spatele defileului Toplița-Deda, retezat în formațiuni vulcano-sedimentare. Pe marginea de NE, în Munții Giurgeului (cristalin), apare și Masivul Ditrău format din sienite, iar de la localitatea Ditrău în avale, șoseaua merge un timp pe aglomeratele ce acopăr sienitele. Latura de vest a depresiunii este delimitată de andezite, dar în avale și de aglomerate. Înșeuarea Izvorul Mureșului cade pe cristalin, în care curge și valea Sadocut (pe lângă șosea), până la Sândominic, unde confluează cu Oltul. Este de semnalat și marea lățime a depresiunii (circa 30 km) pe linia Gheorgheni spre pasul Bucin (1273 m) și îngustarea dintre Remetea și Toplița, unde aglomeratele (din Gurghiu și Căliman) și cristalinul și sienitul se apropie foarte mult. Lungimea depresiunii atinge peste 70 km. Pentru comparație menționăm că Depresiunea Ciucurilor este mult mai îngustă, până la 12-14 km și o lungime de 50 km. În ambele cazuri fundul depresiunilor coboară de la circa 750 m la 640 m (intrarea în defileu).

Ca origine, depresiunea este de baraj vulcanic și de eroziune, dar și tectonică. Rama depresiunii este tivită de un nivel de umeri, la 800-900 m, uneori 1000 m, care este echivalent cu nivelul umerilor carpatici de vale. Acesta apare și de o parte și alta a înșeuării de la Izvoru Mureșului. Sub abruptul acestuia urmează glacisuri prelungi, uneori foarte largi și cu depozite deluviale, iar apoi una-două terase joase și cel mai adesea mlăștinoase, ca și lunca de sub ele. În cadrul teraselor și peste ele sunt conuri de dejecție. Lipsa evidentă a teraselor superioare este în legătură cu suspendarea depresiunii în spatele defileului și îndelungata subsidență a acesteia.Terasele joase existente au mai mult geneză climatică. Unii autori indică totuși urme a cinci terase (4-5 m, 12-15 m, 25-30 m, 35-40 m și 60-70 m – C. Swizewski)[25]

---

[25] 1980, *Țara Giurgeului*, în vol. *Masivul Ceahlău ... Cercetări de geografia României*, Editura Științifică și Enciclopedică.

Problema unui lac levantin-cuaternar inferior (cu țărmul la circa 700-720 m, sau 850 m după Sawicky) existent aici și susținut de mulți autori este nesigură. Bulla Béla (1948)[26], analizând cu atenție argumentele înaintașilor, consideră că în Depresiunea Gheorgheni și Ciucul Superior nu au existat lacuri constante, iar terasele amintite de alți autori ar fi conuri de dejecție retezate. Problema este oarecum similară cu „lacurile" din depresiunile Făgăraș și Brașov, care în fapt nu au existat[27]. De altfel, climatul actual are pregnante nuanțe periglaciare și impune mlaștini, înmlăștiniri și aluvionări de tip periglaciar, care în timpul glaciațiunilor (mai ales în riss și würm) au fost mult mai active. Este vorba deci, numai de un bazin tectonic și de baraj, colmatat de pârâiele venite din munte, bazinele funcționând subsident. De altfel, depozitele acumulate pe fundul depresiunii, ating în partea sa centrală 1000 m (V. Mutihac, 1990, *Structura geologică a teritoriului României*).

Depresiunea Ciucurilor continuă spre sud, dar pe valea Oltului, culoarul depresionar intracarpatic și prevulcanic. Este limitată la est de Munții Giurgeu (până la Sândominic), Munții Curmăturii sau Hășmașu (până la valea Frumoasa, șoseaua ce duce spre pasul Ghimeș – 1159 m), Munții Ciucului (până la drumul către Depresiunea Plăieși, cu înșeuarea de 895 m), iar mai la sud Munții Bodoc (cu muntele eruptiv Ciumatu). În această margine de est se succed și trei tipuri de formațiuni geologice: cristalin (în Munții Giurgeu și parte din Curmăturii), fliș din cretacic inferior (strate de Sinaia – neocomian) până la Ciucsângeorgiu (la SE de Miercurea Ciuc) și apoi, deplasat către est, fliș din baremian-apțian. Tot în această parte apar și roci eruptive: un pinten mare de aglomerate (Culmea Racu) ce vine dinspre cristalinul Curmăturii către defileul de la Racu; andezitele (pe circa 8 km) și bazaltele care impun defileul de la Jigodin; andezitele plus aglomeratele de la Tușnad-Băi (pe circa 10 km) unde apare un nou defileu. Versantul vestic aparține eruptivului

---

[26] *Despre formarea bazinelor Ciucului și văii Oltului* (în ungurește), Földrajzi Közlem, vol. LXXVI, Budapesta, 1948.

[27] Gr. Posea (1981), *Depresiunea Brașovului* (caractere geomorfologice), Analele Universității din București, Geografie, XXX.

Munților Harghita, care la contactul cu depresiunea păstrează și o fâșie de aglomerate.

Cele două praguri de andezite și bazalte (Racu și Jigodin) împart depresiunea în trei subunități: Depresiunea Sândominic (Ciucul Superior), Depresiunea Ciceu (Ciucul Mijlociu) și Depresiunea Ciucul inferior (Tușnad). Ca formă tectonică, depresiunea s-a schițat înaintea erupțiilor, printr-o lăsare tectonică longitudinală. Ulterior, importante au fost și faliile locale transversale pe unde au erupt bazaltele de la Racu și Jigodin, care au impus și cele trei subunități ale depresiunii (Șt. Airinei și col. 1965)[28]. Grosimea foarte mare a aluviunilor, de până la 800 m, care colmatează depresiunea, indică mișcări subsidente, inclusiv actuale.

Bulla Béla (*op. cit.)* consideră că prăbușirea tectonică a fost sincronă cu paroxismul vulcanic din Harghita, iar în pleistocen bazinul a suferit o subsidență continuă. În Ciucul superior au avut loc numai colmatări, prin conuri de dejecție, aici neexistând terase. Un lac levantin, dar cu scurgere, s-ar fi format numai în partea de sud a Ciucului inferior. Treptele existente sunt conuri de dejecție laterale retezate de Olt, iar prima terasă (t. II) apare numai la Jigodin. În avale, către defileul Tușnad, Bulla indică următoarele terase: t I (lunca) = 1-1,5 m, t II = 7,5 m (pleistocen nou) și poate oscila până la 9-10 m, după care se pierde în conul Oltului din Depresiunea Brașov, t III = 27 m la Băile Tușnad (ajungând la 12 m la Sf. Gheorghe), t IV = 36 m la Tușnad (se ridică la 40-46 m la Bixad și scade la 19 m la Sf. Gheorghe), t V = (pleistocen inferior) = 80-90 m la Băile Tușnad (terasă în rocă, scade la 75 m la Bixad după care dispare).

Defileul Tușnad se află între Munții Harghita și Puturosu (Ciumatu), tăiat în andezite și aglomerate vulcanice. În avale prezintă o lărgire, la *Bixad*, în aglomerate. O a doua lărgire se găsește la *Malnaș* (Micfalău), unde, pe dreapta Oltului, mai apar două petice de andezite.

Munții Perșani, în afara unor petice de diabaze mezozoice, se remarcă prin platouri de aglomerate, la nord de defileul Oltului,

[28] *Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a Depresiunii Ciucului*, Com. Geol., S.S.N.G. III.

coborâte din Harghita, şi bazaltele de la Racoşu de Jos. Succesiunea de la Racoşu de Jos indică, în primă fază, o secvenţă vulcano-sedimentară, apoi bazalte masive (5-10 m grosime), un strat de piroclastite (scorii, lapili, cinerite) şi bazalte columnare (15-20 m). Într-o a doua fază s-a pus în loc o nouă secvenţă vulcano-sedimentară (scorii, cinerite, bucăţi de calcar), urmată de scorii, bombe vulcanice, lavă bazaltică. În masa bazaltică apar şi noduli de peridotit, care ar proveni din manta (I. Măldărăscu, citat de V. Mutihac, 1990). Vârsta ultimelor erupţii ar fi pleistocen mediu, sau 1,1-1,6 mil. ani.

Aglomeratele se extind şi pe sinclinalul culmii deluroase dintre cele două Homoroade, unde acopăr sedimentar badenian şi sarmaţian.

Aureola mofetică şi resursele de subsol, determinate de vulcanismul neogen din Căliman-Harghita, se extind şi peste unele unităţi vecine, de exemplu în sud până la Clăbucetele Întorsurii. *Ape minerale* sunt foarte frecvente în Munţii Rodnei, la limita cu Munţii Bârgăului şi în aceştia din urmă la: Şanţ, Rodna, Lunca Ilvei, Măgura Ilvei, Sângeorz-Băi, Ilva Mare, Poiana Ilvei. La est de Căliman se găsesc la Bilbor şi Borsec. În Harghita la: Vlăhiţa, Lueta, Căpâlniţa şi Homorod. În împrejurimile Harghitei la: Biborţeni, Vâlcele, Câlnic, Baraolt (în depresiunea şi Munţii Baraolt), Băile Homorod şi Rupea (în Subcarpaţii Homorodului). Multe surse se află în Depresiunea Gheorgheni (Toplita, Remetea, Ciumani, Suseni), dar mai ales în Depresiunea Ciucurilor (Mihăileni, Racu, Miercurea Ciuc, Sântimbru, Jigodin-Băi, Tuşnad-Sat). În defileul Tuşnad se găsesc la Băile Tuşnad şi mai la sud, la Bixad, Micfalău şi Malnaş Băi. Pe latura Munţilor Bodoc la: Bodoc, Turia şi Balvanyos (în munte). În Clăbucetele Întorsurii apar ape minerale la: Covasna, Zizin, Tărlungeni şi Săcele.

Fier există în Harghita la: Mădăraş, Vlăhiţa, Lueta şi Vârghiş; *cinabru* (mercur) la Mădăraş şi Sântimbru (Harghita); *caolin* la Parva (Rodnei) şi Harghita-Băi; *sulf* la Gura Haitei (Căliman).

B. Vulcanismul neogen din Munții Apuseni

Acesta s-a manifestat cam în același timp cu cel din Carpații Orientali, grupa Oaș-Țibleș, fără însă a avea proporțiile acestuia. Aici, erupțiile nu s-au produs la marginea muntelui, ci chiar în interior, pe direcția unor fracturi sau scufundări mai vechi, legate de fundamentul cristalin. Ca dovadă sunt coșurile vulcanice înșirate adesea în mod linear. Erupțiile sunt formate din *lave* andezitice, dacitice și riolitice, la care se adaugă *aglomerate* și *tufuri*.

RĂSPÂNDIREA GEOGRAFICĂ

Vulcanismul neogen s-a manifestat în cadrul Munților Metaliferi și împrejurimi (fig. 56), respectiv în Munții Zarand, Codru-Moma, Poiana Ruscăi și accidental în Depresiunea Strei-Simeria, Dealurile Codru-Momei, Podișul Lipovei și Câmpia Gătaia. Masele importante de eruptiv se găsesc în Munții Metaliferi, Depresiunea Brad-Hălmagiu și sudul Muntelui Moma, respectiv arealul defileului Vârfuri-Gurahonț-Joia Mare.

În Munții cristalini ai Zarandului eruptiv nou apare numai în marginea de nord, arealul de la Chisindia și în Dealurile Cigherului, între care măgurile Pâncota și Mocrea. Domină piroclastite grosiere andezitice badenian-sarmațiene. Eruptivul de la Chisindia se alungește până la Crișul Alb, unde formează micul defileu Joia Mare-Cociuba, care desparte Depresiunea Gurahonț de Câmpia subsidentă a Crișului Alb.

Munții Metaliferi se extind între culoarul Mureșului la sud și valea Crișului Alb la nord. La vest, limita față de Munții Zarandului (Highiș-Drocea) este discutabilă: fie la est, fie la vest de fâșia calcaroasă Căpruța (pe Mureș) și până la Buceava-Șoimuș (izvoarele râului Șighișoarei sau Mădrigești care se varsă în Crișul Alb la Gurahonț). Această fâșie, oblică, din roci cretacice, parțial și jurasice, formează o subunitate – Munții Husului, care la vest de vf. Husului (804 m) prezintă un culoar, cu șosea între Gurahonț și Căpruța, alungit pe văile Groși (se varsă la Căpruța) și Sighișoarei.

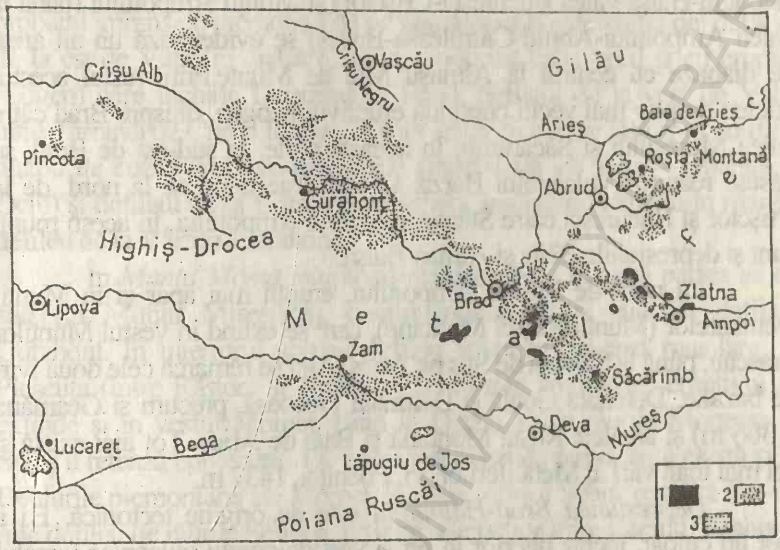


Fig. 56. Răspândirea vulcanitelor neogene în Munţii Apuseni (după D. Rădulescu şi M. Borcoş): 1. Ciclul I, 2. Ciclul II, 3. Ciclul III

La est de Munţii Husului şi de valea Sighişoarei apare o altă subunitate – Munţii Măgureaua, 905 m – ce ţin până la culoarul Brad-Deva (respectiv valea Luncoiului şi pasul Vălişoara – 460 m). Se remarcă o mare masă de diabaze, străbătută spre nord sau acoperită de erupţii neogene. Cel mai mare areal se găseşte către defileul Gurahonţ, până la o linie sudică Buceava-Şoimuş, Ciungani şi Ociu (pe Crişul Alb), cu vârful Văratecul (881 m); domină piroclastitele andezitice baremian-sarmaţiene. Există şi un mare nucleu de andezite la Tălagiu-Budeşti-Văratec. Alt petic eruptiv este la Măgureaua, unde apar şi sedimente cretacice şi jurasice, care merg până la staţiunea Vaţa de Jos. Către Crişul Alb, spre Brad şi Baia de Criş apar din nou piroclastite şi andezite, între care şi vulcanul Căraci, iar pe latura Mureşului, între Sârbi şi Burjuc (unde începe defileul de la Zam), există alte petice de eruptiv neogen.

În subunitățile Munții Săcărâmb (până la culoarul valea Geoagiu-Balșa-valea Bucureșci-Crișcior) și Munții Ampoiului (până la valea Ampoiului-Abrud-Ciuruleasa-Buceș) se evidențiază un alt areal de diabaze cu centrul la Almașu Mic de Munte.Prin vestul acestui nucleu eruptiv mai vechi continuă eruptivul neogen, dinspre Brad către valea Mureșului și Săcărâmb. În această parte, la sud-est de Brad, se găsesc resturile vulcanului Barza. O altă fâșie trece pe la nord, de la Crișcior și Bucureșci către Stănija și izvorul Ampoiului. În acești munți sunt și depresiunile Băița și Almaș-Balșa.

La nord de Munții Ampoiului, erupții mai apar și în Munții Detunatelor (Munții Roșiei Montane), care se extind în vestul Munților Trascău, până la Sălciua de Sus pe Arieș. Aici se remarcă cele două iviri de bazalte, Detunata Goală și Detunata Flocoasă, precum și Geamăna (1366 m) și arealele Roșia Montană și Baia de Arieș. Tot aici există și cel mai înalt vârf al Metaliferilor, vf. Poeniței, 1437 m.

Depresiunea Brad-Hălmagiu este de origine tectonică. Ea a fost un culoar, închis ulterior în est și vest de erupții vulcanice (arealul Săcărâmb și arealul defileului de la Gurahonț). Este dominată de sedimente panoniene, de piroclastite, iar sub Muntele Găina și în arealul Vața se găsesc și diabaze. Depresiunea are un etaj inferior, cu luncă și terase (6 terase), și altul mai înalt. Ultimul are circa 350-450 m, este format din culmi piemontane deluroase (sub Bihor și Găina), dar și cu măguri vulcanice (Mg. Ociu 439 m, Măgurița 423 m) dezvelite epigenetic, chiar și cueste. La est de Vața și până la Criscior, urmele piemontului au fost total distruse, eroziunea aducând la zi diabaze; văile au format segmente epigenetice, în eruptiv sau în klipele calcaroase, iar în spatele lor sunt bazinete mai largi, ca la Râșculița. Nivelul culmilor de aici este de 450-500 m (P. Tudoran, 1977) și pare a coincide cu suprafața zisă Deva. Spre Crișul Alb apare și un lung front de cuestă. Pe latura sudică a depresiunii dealurile prezintă o treaptă fără caracter piemontan, retezată în sedimentar badenian și sarmatic, iar la extremități și roci vulcanice neogene în care s-au tăiat văi epigenetice. Nivelul acestei trepte trece și peste defileul Gurahonț.

La nivelul superior al depresiunii, Crişul Alb s-a fixat, prin câteva defilee epigenetice, la marginea dinspre Munţii Măgureaua, probabil împins de piemontul de pe latura opusă. Este vorba de: defileul de la est de Vaţa (în diabaze, dar se continuă către nord şi cu eruptiv neogen) care închide Depresiunea Brad; defileul de la vest de Vaţa, între Târnava de Criş şi Ioneşti, în roci andezitice, care lasă spre nord un platou de culmi eruptivo-panoniene (între două văi largi – Obârşia şi Ociu) şi defileul de la Leasa (în andezite), înainte de intrarea în marele defileu de la Vârfuri-Gurahonţ.

În *Munţii Moma,* eruptivul neogen apare în toată partea sa de sud (în Munţii Miseşului), continuându-se şi la sud de defileul Gurahonţ. În interiorul acestui defileu apare un bazinet mai larg, la Pleşcuţa (între Răstoci şi Aciuţa). Din Munţii Miseşului, eruptivul se extinde şi în vestul Momei, până la Dezna, unde râurile Moneasa şi Sebiş îl retează epigenetic. De asemenea, fâşii de piroclastite există şi în Dealurile piemontane ale Momei, la est de oraşul Sebiş, retezate într-un mic defileu de râurile Sebiş şi Teuz, şi alte petice între Cărand, Archiş şi Comăneşti, unde sunt tăiate de pâraiele Greşilor şi Beliu.

În *Munţii Poiana Ruscăi* se remarcă un mare petic de formaţiuni vulcanogen-sedimentare (piroclastite, brecii tufogene, conglomerate) în arealul Oţelu Roşu, traversate de valea Rusca. De asemenea, lângă Deva se ivesc circa şapte măguri vulcanice, inclusiv Cetatea Devei, din andezite badenian-sarmaţiene.

În *Dealurile Bulzei* şi *Lăpugiului*, din vestul Podişului Lipovei, se observă două mari areale de piroclastite grosiere baremian-sarmaţiene. Unul este între Lăpugiul de Jos şi cel de Sus (străbătut de valea Dobra), prelungit către SE, la Crivaia – Pietroasa, în care s-a încătuşat valea Bega Poieni. Altul este în Dealurile Bulzei şi contribuie la formarea defileului Burjuc-Zam (al Mureşului), împreună cu diabazele şi cu sedimentarul cretacic.

În sudul *Podişului Lipovei* se găsesc bazaltele de la Lucareţ, iar în *Câmpia Gătaia*, Măgura Şumiga (197 m) cu aspect de inselberg, înconjurat de glacisuri.

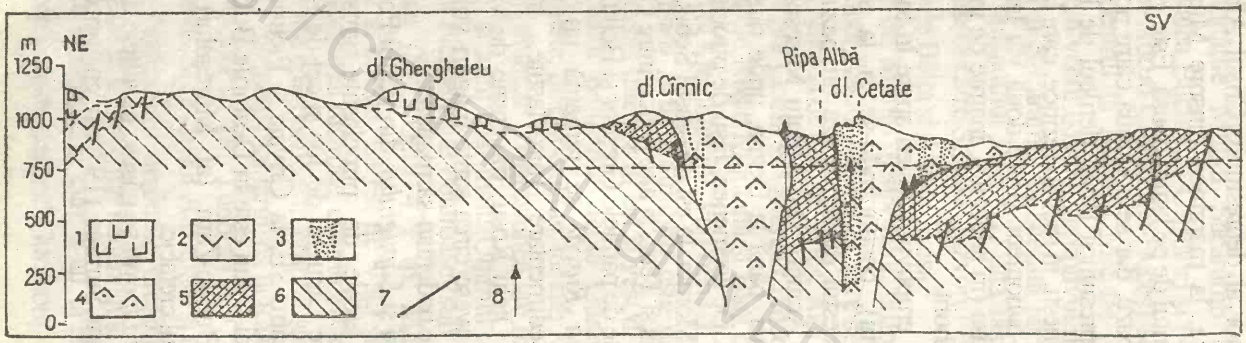


Fig. 57. Structura vulcanică complexă de la Roșia Montană (M. Borcoș): 1. andezit bazaltoid, 2. andezit cuarțifer, 3. coloană de explozie, 4. dacit, 5. formațiuni vulcanogen-sedimentare (badenian-sarmațian inferior), 6. formațiuni cretacice , 7. falie, 8. foraj

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Erupţiile au fost de tip mixt, alternând explozii cu scurgeri de lave, din care au rezultat *stratovulcani*. Eroziunea a îndepărtat, în marea lor majoritate, aparatele vechilor vulcani, scoţând în evidenţă conurile diferitelor faze de erupţii, precum şi *corpuri subvulcanice*. Un profil executat de M. Socolescu la *Roşia Montană* demonstrează existenţa unor erupţii în mai multe faze: primul con a fost format din riolitele de la Cârnic-Cetate; al doilea din andezite şi se află deplasat cu circa 4 km; un ultim con, mult mai nou, s-a situat între primele şi a acoperit, prin produsele sale, pe cele mai vechi, realizând un vulcan enorm cu baza de circa 12 km (fig. 57).

Ca *vârstă*, după T. Ghiţulescu şi M. Socolescu (1941) în Munţii Apuseni au existat *patru faze de erupţii*.

Prima, în badenian, dă andezite şi riolite; andezitele se întâlnesc între Brad şi Săcărâmb, la *Certejul de Jos* (unde coşul vulcanic sparge placa mai veche de diabaze) şi în alte părţi; riolitele sunt specifice la Cârnic-Cetate (Roşia Montană), dar apar şi în depresiunea Brad şi la Zlatna, unde formează resturi de aparate vulcanice. A doua fază este plasată în sarmaţianul inferior şi e reprezentată prin dacite în regiunea *Brad* (la Dealul Fetii şi la Câinel – un con cu scurgeri de lave în jurul unui crater principal) şi la Roşia Montană (Saşa). A treia fază aparţine sarmaţianului superior şi pliocenului inferior. Este reprezentată prin andezitele de Barza şi dacitele de Cetraş, constituind cea mai importantă fază (fig. 58). În jurul vulcanului Barza, care este cel mai important, s-au identificat încă zece coşuri înşirate pe o linie est-vest. Ceva mai spre nord apare o altă linie în care craterul principal a fost cel din *Muntele Pietrosul*. Ultima fază a fost în pliocenul superior şi se caracterizează prin lave andezitice şi aglomerate ce acoperă, ca o placă, o mare parte a bazinului superior al Crişului Alb.

Mai târziu, M. Borcoş şi Gh. Mantea (1964) regrupează erupţiile în trei faze, pe bază de asemănări petrochimice, iar D. Rădulescu şi M. Borcoş (1968) în *trei cicluri*.

Fig. 58. Structura geologică a vulcanului Cetraş (I. Berbeleac): 1. sarmaţian superior-pliocen, 2. dacite, 3. badenian superior (conglomerate, marne, gresii), 4. andezite, 5. calcare, 6. andezite amfibolice, 7. andezite şi conglomerate, 8. badenian inferior şi mediu (conglomerate cu riodacite), 9. ofiolite

BCU IAŞI / CENTRUL DE RESURSE / LIBRARY

Ciclul I se extinde peste aproape tot badenianul şi ar corespunde cu perioada de subsidenţă care duce la instalarea mării badeniene (V. Ianovici şi colab., 1969). Au dominat exploziile, iar metalo-genetic, acest ciclu e steril. Centre eruptive au fost recunoscute în arealele Zlatna-Almaş şi Săcărâmb-Hălmagiu (Gliganul, Pleaşa, Măgura Băii ş.a.).

Ciclul II începe din badenianul superior până la începutul pannonianului. Este *ciclul cel mai extins* şi cel mai important din Munţii Apuseni (inclusiv metalogenetic). Corespunde cu perioada de început a ridicărilor. Este efuziv şi mai puţin subvulcanic şi dă *cei mai mulţi stratovulcani* ce s-au format aici în neogen. Ciclul II se împarte în trei faze, dintre care cea mijlocie, care emite mai ales dacite, este cea mai importantă deoarece acum s-a realizat cel mai mare număr de vulcani pe aliniamentul Brad-Săcărâmb (*Căraciu*, grupul *Barza*, *Bucureşci-Rovina*, *Vălişoara*, *Hondol*, *Săcărâmb*, *Deva*, *Uroi* etc.), pe aliniamentul Roşia Montană-Bucium-Baia de Arieş (vulcanii din Depresiunea Roşia Montană, Baia de Arieş ş.a.) şi pe aliniamentul Deva-Bulza (Poiana Ruscăi).

Ciclul III este slab (panonian-cuaternar inferior), are loc spre sfârşitul perioadei de ridicare a munţilor; acum apar andezite bazaltoide şi mai rar bazalte, ca la *Roşia Montană-Bucium-Baia de Arieş*, sau *pe Mureş* (Bretia, Sârbi, Leşnic, Veţel) şi la *Lucareţ* (Podişul Lipovei) şi *Şumiga* (Câmpia Bârzavei-Gătaia).

Materiale vulcanice emise în toate aceste cicluri se mai află dominant în următoarele regiuni: *în jurul Abrudului* (ca vulcani dispersaţi, ce au forma unor căi ridicate deasupra „platformei" Ţării Moţilor, alcătuind un grup mai strâns la *Roşia Montană*), în *Depresiunea Zlatna* şi în bazinul Crişului Alb. În aceste regiuni, lavele străbat adesea placa diabazelor mezozoice. Începând aproximativ *de la Brad şi până la Gurahonţ* domină aglomeratele.

În urma a o serie de cercetări au fost reconstituite şi unele **aparate vulcanice**, ca de exemplu: *stratovulcanul Barza* (cu revărsări ce începeau la altitudinea actuală de 400 m, fig. 59, şi care ar fi atins înălţimi de 3500 m), stratovulcanul *Căraciu* (la sud-vest de Ţebea),

vulcanii de la *Săcărâmb* cu centre în dealurile Haitău, Frăsinata, Săcărâmb (fig.60), vulcanii din dealurile *Conțu-Corabia* ce atingeau probabil înălțimi de circa 4000 m, vulcanul de la *Roșia Montană*, vulcanul *Haneș* din Bazinul Almaș ș.a.

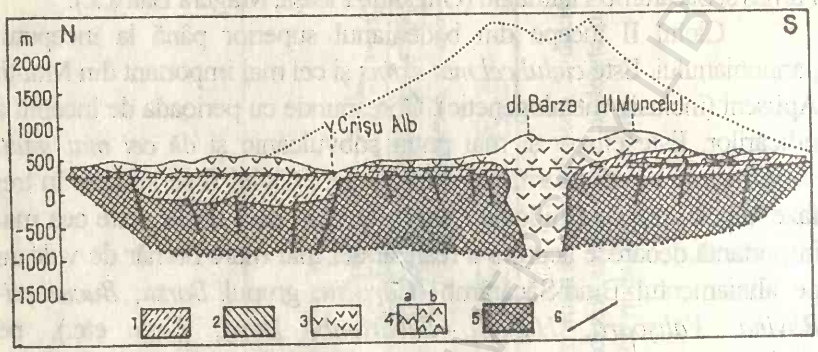


Fig. 59. Profil geologic în stratovulcanul Barza (după T. Ghițulescu și M. Borcoș): 1. nisipuri și pietrișuri – badenian mediu, 2. fliș albian, 3. andezite cuarțifere, 4. dacite (a. formațiuni înrădăcinate, b. formațiuni acoperitoare), 5. ofiolite, 6. falie

De asemenea, au fost remarcate *corpuri subvulcanice*, ca cel de la *Musariu Nou* (lângă Barza), apoi *microlacolitul Măgura* (Barza) sau *dyke-ul* din dealul *Fericeaua* (Stănija).

APELE MINERALE ȘI SUBSTANȚELE MINERALE UTILE

Apele minerale se găsesc în arealul vulcanic și împrejurimi. Începând de la vest, acestea apar la Mocrea (în Dealurile Cigerului), Moneasa și Cărand (în Codru-Moma și sunt termale), apoi la Păuliș și Lipova (Mureș,la poala Munților Zarand) și Vața (ape termale, în Depresiunea Hălmagiu). În Munții Metaliferi sunt cunoscute ape minerale la: Baholt, Șoimuș, Banpotoc, Rapoltel și Geoagiu-Băi (termale). La sud de Mureș, în Poiana Ruscăi, apar izvoare minerale la Vetel, iar în Depresiunea Strei-Simeria, la Băcia și Călan (termale).

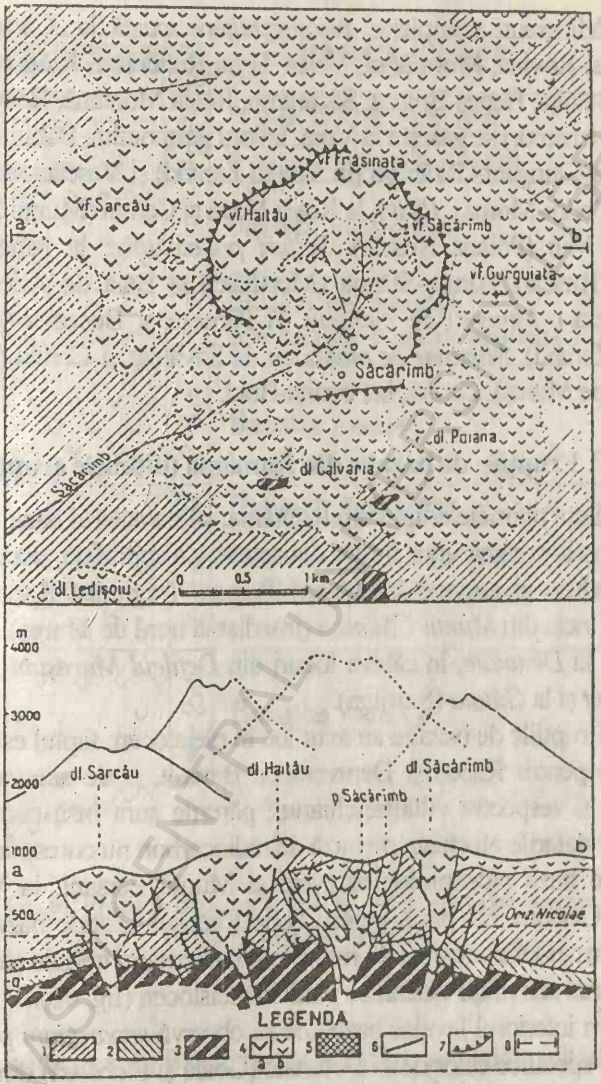


Fig. 60. Complexul vulcanic de la Săcărâmb (după V. Ianovici și colab.): 1. formațiuni neogene, 2. formațiuni cretacice, 3. șisturi cristaline, 4. andezite cuarțifere (a – formațiuni înrădăcinate, b – formațiuni acoperitoare), 5. ofiolite, 6. falii și fracturi filoniene, 7. conturul craterului, 8. linie de profil

Minereuri complexe *auroargintifere* există la: Căraci, Barza, Bucureşci-Rovina, Mormântu, Valea Tisei, Runculeţe, Măgura-Hondol, Almaş-Stănija, Heneş-Breaza, Săcărâmb, Roşia Montană, Baia de Arieş. *Cinabru* (mercur) se găseşte la Voia, Izvoru Ampoiului, Băbuia. *Minereu de fier*, la Ciungani-Căzăneşti (în Munţii Zarand) şi Vaşcău-Moneasa (în Munţii Codru-Moma). *Pirită*, la Roşia Nouă şi Cerbia (Munţii Zarand) şi Almaşu Mic (Poiana Ruscăi). *Sulfuri polimetalice*, la Muncelu Mic (Poiana Ruscăi), Almaş-Stănija (Metaliferi) şi Baia de Arieş (Munţii Detunatelor). *Minereu de mangan*, la Pâmeşti şi Buceava-Şoimuş (în Munţii Zarand). *Minereu de molibden*, la Săvârşin şi Cerbia (în Munţii Zarand, pe Mureş). *Caolin*, la Poenița-Brad.

C. Erupţiile de bazalte din România (ultimele erupţii)

Sunt ultimele erupţii din România, iar caracterul bazic al acestor lave a dus la crearea unor forme deosebite. Ca suprafaţă, ocupă regiuni foarte reduse şi anume: în *Munţii Perşani* (regiunea Racoşului), în câteva puncte din *Munţii Căliman* (imediat la nord de Mureş), în Munţii Apuseni la *Detunate*, în câteva locuri din *Defileul Mureşului*, în Banat la *Lucareţ* şi la *Gătaia* (Şumiga).

Erupţiile de bazalte au avut loc în pleistocen; faptul este dovedit mai ales pentru Racoş şi Depresiunea Baraolt, unde acestea acoperă dacianul şi respectiv villafranchianul; părerile sunt însă controversate deoarece datările efectuate pe bază de radiocarbon nu corespund cu cele făcute pe baze paleontologice (vezi şi Munţii Perşani, la Vulcanicii Sudici). Oricum, cel puţin pentru zona Racoşului, unde bazaltele stau peste formaţiuni cu resturi de mamifere cuaternare, trebuie să admitem continuarea activităţii vulcanice până în pleistocen (fig. 61).

În interiorul lavelor bazaltice se observă *separaţiuni prismatice*, care sunt specifice celor două Detunate (Goală şi Flocoasă) din Apuseni. La Racoş şi în Banat, deasupra zonei prismatice se află *o pătură bazaltică scoriacee* provenită din degazeificarea bruscă a lavelor; faptul are importanţă pentru permeabilitatea rocii. În Banat, pe lângă separaţiunile prismatice apar şi altele în *plăci orizontale şi sferoidale*.

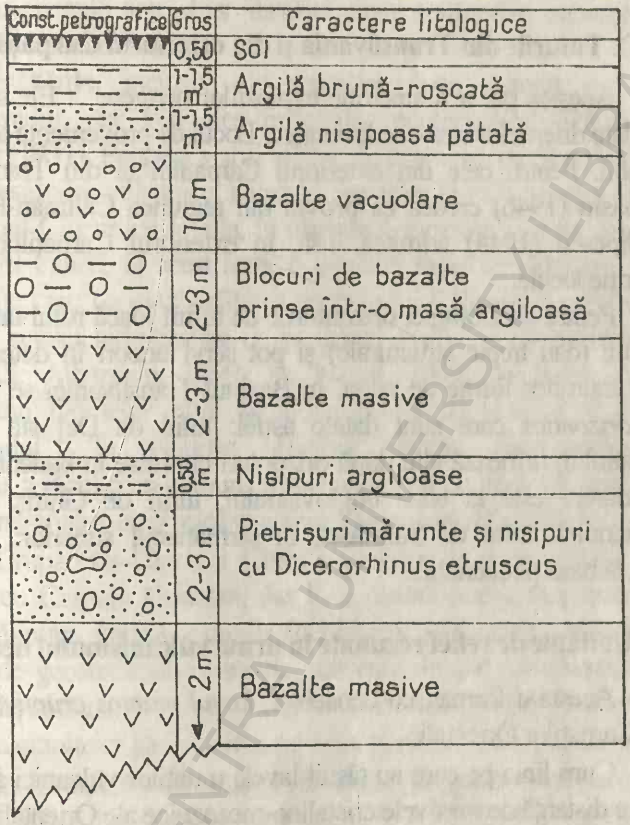


Fig. 61. Profil în depozitele cuaternare de pe valea Bogata (după N. Mihăilă și colab.)

La Racoș și în Banat, lavele bazaltice au ocupat inițial întinderi mult mai mari, formând mici *platouri structurale.*

Erupțiile din Banat s-au produs de-a lungul unei linii de fractură orientată nord-sud, de la Lipova până la Vârșeț în Iugoslavia.

BUCUREȘTI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

D. **Tufurile din Transilvania şi din exteriorul Carpaţilor**

Acestea par a fi sincrone exploziilor neogene[29]. Ele se găsesc intercalate diferitelor strate sedimentare. Locul de proveniență al lor este discutabil. Pentru cele din exteriorul Carpaţilor şi din Transilvania, I. Atanasiu (1946) credea că provin din regiunea Căliman-Harghita; M. Filipescu (1944) admitea însă, în exteriorul Carpaţilor, erupţii submarine locale.

Pentru morfologie, orizonturile de tufuri joacă rolul unor strate mai dure (dau trepte structurale) şi pot servi uneori în determinarea vârstei anumitor forme de relief. În Bazinul Transilvaniei se întâlnesc *şapte orizonturi* care sunt datate astfel: tuful de Dej stă la baza badenianului; urmează alte două orizonturi cuprinse în badenian; tuful de Hădăreni este la baza buglovianului; tuful de Ghiriş, la baza sarmaţianului; tuful de Sărmăşel, în sarmaţianul superior; tuful de Bazna, la baza pliocenului.

E. **Unităţile de relief rezultate în urma vulcanismului neogen**

• Acesta a format, cu deosebire, *lanţul muntos eruptiv* situat în vestul Carpaţilor Orientali.

• Cum linia pe care au ţâşnit lavele munţilor vulcanici se află la oarecare distanţă de masivele cristalino-mezozoice ale Orientalilor, între cele două aliniamente a luat naştere şi un *culoar depresionar* care, în funcţie de condiţiile locale, a căpătat şi aspecte diferite. Devenit uneori mai îngust, el a fost barat din loc în loc în sens transversal în aşa fel că s-a divizat într-o serie de depresiuni înşirate longitudinal. Începând de la sud spre nord, aceste cuvete sunt următoarele: *Ciucul inferior*, *Ciucul mijlociu*, *Ciucul superior*, *Gheorgheni* şi apoi câteva bazinete mai mici: *Jolotca* (nord-est de Ditrău), *Borsec, Bilbor* şi *Drăgoiasa*. Altitudinea veche a fundului acestor depresiuni a suferit ulterior modificări datorită

[29] Numai tufurile din Valea Buzăului şi Prahova e posibil să fie paleogene, precedând orogeneza de la sfârşitul oligocenului (M. Filipescu, 1944).

ridicărilor inegale sau chiar datorită unor scufundări subsidente pe fondul general al ridicărilor.

Înălțările, inclusiv ale munților, s-au datorat mai puțin vulcanismului, dar mai ales mișcărilor neotectonice. Totuși, după L. Rüger (1931), Perșanii s-ar fi înălțat, de exemplu, cu circa 500 m din cauza presiunilor vulcanice. După L. Sawicky (1912), nivelul lacurilor din bazinul Ciucurilor se afla, în pliocenul superior, la cota actuală de 850 m. El indică, în acest sens, o posibilă fâșie de hidratare. Un alt rezultat pe care l-a avut înălțarea eruptivului Căliman-Harghita a fost ciuntirea rețelei hidrografice de pe latura vestică a Orientalilor. Este posibil (S. Athanasiu, 1899; Tr. Naum, 1965) ca însăși drenarea Depresiunii Dornelor către Moldova să fie un rezultat al formării Călimanului[30]. În regiunea Munților Bârgău, fâșia intruziunilor vulcanice, a făcut corp comun cu muntele cristalin, fără a lăsa un spațiu depresionar intern, cu o mică excepție, Depresiunea Dornelor.

• Grupa Oaș-Lăpuș și Țibleș s-a format de asemenea pe o linie paralelă cu Carpații Orientali, dar la o distanță ceva mai mare decât grupa Căliman. Faptul a dus la închiderea unei unități, care ține, ca origine, de geosinclinalul carpatic, dar care, în sens geomorfologic, a devenit depresiune. E vorba de *Depresiunea Maramureș* ce se continuă și în afara granițelor țării noastre, pe Tisa, până la poarta de la Hust.

• În Munții Apuseni, formele create de vulcanismul neogen se suprapun reliefului muntos preexistent, completându-l cu ridicături conice, săltate deasupra suprafețelor netede de interfluvii sau chiar în depresiuni. Se aseamănă oarecum cu Munții Lăpușului, prin multiudinea măgurelor impuse de roci vulcanice. Unitatea de relief creată se consideră totuși Munții Metaliferi, prelungiți și în spatele Munților Trascăului, cu Munții Detunatelor, până la Baia de Arieș și Sălciua de Sus, unde eruptivul nou străbate cristalin.

[30] Probele de relief (nivele de eroziune) și pietrișurile din deltele sarmatice dovedesc însă că Bistrița era formată pe traseul de azi din sarmațian (A. Nordon, 1933; I. Donisă, 1968).

GEOLOGIE-GEOGRAFIE

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1946), *Curs de fenomene magmatice*, Bucureşti

Bălteanu D. şi Alexe Rădiţa (2000), *Hazarde naturale şi antropice*, Ed. Corint, Bucureşti

Bloom A. L. (1978), *Geomorphology*, Prentice-Hall Inc. New Jersey.

Bullard F. M. (1976), *Volcanoes of the Earth*, Texas University Press, Austin.

Carr M. H. (1976), *The volcanoes of Mars*, Scientific American, 234 (4), 32-43.

Clopperton C. M. (1977), *Volcanoes in space and time*, Progress in Physical Geography 1, 375-411.

Chardonnet J. (1955), *Traité de morphologie*, Tom I, Relief et structure. P.U.F., Paris.

Cotton C. A. (1952), *Volcanoes as Landscape Forms*, London.

Coteţ P. (1970), *La genése de la dépression d'Oaş*, Revue roumaine de geologie, geophysique, geographie – serie geographie (R.R.G.G.G.), t. XIV, nr. 1.

Coteţ P. (1971), *Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului munţilor Gurghiu-Harghita*, St. Cerc. G.G.G., Geogr., t. XVIII, nr. 2.

Decker R. and Decker B. (1986), *Volcaneus*, W.H. Freeman, San Francisco.

Derruau M. (1956), *Précis de geomorphologie*, Masson, Paris.

Green J., Short N. M. (1971), *Volcanic landforms and surface features*, Berlin.

Grecu Florina (1997), *Fenomene naturale de risc geologice şi geomorfologice*, Ed. Universităţii Bucureşti.

Goudie Andrew (1988), *The Nature of the Environment*, Oxford.

Krafft M., Krafft K. (1987), *Volcans du mond*. Flamarion, Paris.

Head J.W. III (1976), *Lunar volcanism in space and time*, Reviews of Geophysies and Space Physics 14, 265-300.

Head J.W. III and Wilson L. (1986), *Volcanic processes and landforms on Venus: Theory, predictions and observations*, în „Journal of Geophysical Research" 91, 9407-46.

Ielenicz M. (2000), *Geografie generală*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.

King L.C. (1973), *An improved reconstruction of Gondwanaland*, în D.H. Tarling (edit.); *Implications of continental drift to the earth sciences*, 2, p. 851, Acad. Press – London.

Koenig A. Martin, Heierli Hans (1998), *Marile catastrofe geologice*, Ed. Saeculum I.O. şi Ed. Vestala, Bucureşti.

Lipman P.W. and Mullineaux D.R. (1981), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. United States Geological Survey Professional Paper, 1250.

Mac I., Hodor N. (1997), *Stadiul actual al cunoaşterii reliefului vulcanic*, în „Revista de

Geomorfologie"; nr. 1, Bucureşti.
MacDonald G.A. (1972), *Volcanoes*, Prentice-Hall. Englewood Cliffs and London.
Menard H.W. (1986), *Islands*, Scientific American Books, New York.
Mohr P.A. and Wood C.A. (1976), *Volcano spacing and lithospheric attenuation the eastern rift of Africa*, Earth and Planetary Science Letters 33, 126-44.
Muffler L.P.J. et al. (1971), *Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park*, Geol. Soc. Amer. Bull., 82, p. 723.
Naum Tr., Butnariu E., Giurescu M. (1962), *Vulcanokarstul din Masivul Călimanului*, Analele Universităţii Bucureşti, seria geol.-geogr., XI, nr. 32.
Naum Tr. (1984), *Tipuri de relief vulcanic*. Analele Universităţii Bucureşti.
Ollier C.D. (1988), *Volcanoes*, Blackewell, Oxford.
Papiu Corvin Victor (1956), *Erupţii vulcanice submarine*, Ed. Ştiinţifică
Peahă M. (1965), *Vulcanii noroioşi din România*, „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie", seria Geografie, t. XII, nr. 2, Bucureşti.
Petrescu I. (1978), *Pământul – o biografie geologică*, Ed. Albatros, Bucureşti.
Posea Gr. (1957), *Evoluţia reţelei hidrografice din Depresiunea Chiusbaia*, Probleme de geografie, vol. V, Bucureşti.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. şi colab. (1974), *Relieful României*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Posea Gr. şi colab, (1976), *Geomorfologie*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Posea Gr., Armaş Iuliana (1998), *Geografie fizică – Terra cămin al omenirii şi Sistemul Solar*, Editura Enciclopedică, Bucureşti.
Rădulescu D. (1973), *Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice din Munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita*. Dări de seamă ale Institutului geologic, 59/4, p. 135.
Rădulescu D., Peltz S., Stanciu Constantina (1973), *Neogene Volcanism in the East Carpathians* (*Călimani-Gurghiu-Harghita Mts*). Institutul Geologic.
Rădulescu D. (1976), *Vulcanii astăzi şi în trecutul geologic*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Rădulescu N. Al. (1941), *Cercetări în Moldova de sud asupra cutremurului din 10.XI.1940*, în „Revista geografică română", an III, nr. 1-3, Bucureşti.
Rittmann A. (1967), *Vulcanii şi activitatea lor*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Rothé J. (1948), *Séismes et volcans*, Paris
Rusu Eugen (1999), *Le volcanism embryonnaire du nord des Carpates Orientales*, în „Analele ştiinţifice ale Univestităţii „Al.I. Cuza" din Iaşi", Tom XLIV, s. II c. Geogr. 1998-99.
Savu Al. (1966), *Platoul vulcanic Izvoarele. Observaţii geomorfologice*, în „Studia Universitatea Babeş-Bolyai", Seria geol.-geogr., f. 2, Cluj-Napoca.
Savu Al. (1981), *Ţara Oaşului. Tipuri genetice de relief şi utilitatea lor economică*, în „Studia Universitatea Babeş-Bolyai", Seria geol.-geogr., XXVI, f. 1, Cluj-Napoca.
Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnică.
Schreiber W.E. (1975), *Vulkan ›morphologische Aspekte des Harghita-Gebirges.*

Schreiber W.E. (1975), *Vulkanomorphologische Aspekte des Harghita-Gebirges*. R.R.G.G.G., Geogr., 19, 2.
Schreiber W.E. (1985), *Contribuţii geografice la cunoaşterea reliefului vulcanic din România*, în „Terra" nr. 3.
Schreiber W.E. (1994), *Munţii Harghita*, Ed. Academiei Române.
Self S. And Rampino M.R. (1981), *The 1883 eruption of Krakatau*, în „Nature" 294, 699-704.
Smith K. (1996), *Environmental Hazard*, Second edition, Routledge, London.
Someşan Laurian (1947), *Consideraţiuni geomorfologice asupra Munţilor Călimani*. Lucrările Institutului de Geografie, Cluj, vol. VIII.
Strahler A.N. (1973), *Geografia fizică*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Sparks B.W. (1971), *Rock and relief*, Longman, London and New York.
Sparks R.S.J., Self S. And Walker G.P.L. (1973), *Products of ignimbrite eruptions*, Geology 1, 115-18.
Summerfield Michael (1996), *Global Geomorphology*, Edinburg, Printed in Singapore.
Szöcke A. (1964), *Consideraţii asupra mişcării magmei în neckul de la Racul-Ciuc (Valea Oltului)*, în „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie", seria geologie, 9,1.
Tazieff H. (1972), *Les volcans et la dérive de continents*, Paris.
Tazieff H. (1991), *Vulcanii şi deriva continentelor*, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Yoshikania T., Kaizuka S. And Ota Y. (1981), *The Landforms of Japan*, University of Tokyo Press, Tokyo.
x x x *Stop Disasters*. Bull de la Décennie Internationale des Nations pour la Prevision des Catastrophes Naturelles, 1992-1999.
x x x (1987), *Geografia României*, vol. III, Ed. Acad. R.S.R.

BCU IAŞI / CENTRU VECHI

CUPRINS

Partea I

VULCANISMUL

Câteva noțiuni 5
Importanța vulcanismului și a vulcanilor 6
Activitatea vulcanică 8
1. Tipuri de vulcani după forma de activitate 10
2. Procesele prin care se efectuează activitatea vulcanică 11
Produsele vulcanice și formele lor de manifestare 13
1. Gazele; 2. izvoarele termale; 3. lavele; 4. piroclastitele; 5. ignimbritele 13
Tipuri de erupții și tipuri de peisaje vulcanice 26
1. Tipul islandez; 2. tipul hawaiian; 3. curgeri de ignimbrite; 4. tipul strombolian; 5. tipul vulcanian; 6. tipul vezuvian; 7. tipul peleean; 8. tipul cumulo-dom; 9. erupții de gaze și explozii freatice; 10. vulcanismul submarin și subglaciar 28
Fenomene care însoțesc erupțiile 36
Roci și forme vulcanice intrusive 37
Vulcanismul și tectonica plăcilor 40

Partea a II-a

RELIEFUL VULCANIC PRIMAR

Vulcanul sau aparatul vulcanic (edificiul vulcanic) 44
1. Suprastructura (vulcanul) 44
2. Infrastructura (domeniul subvulcanic) 45
Relieful de acumulare 47
1. Conurile 47
2. Platourile vulcanice 50

BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Relieful de explozie 51
1. Craterele în formă de pâlnie 51
2. Craterele-puț 53
3. Calderele 54
Lacurile de lavă 57
Relieful vulcanic subacvatic 59
1. Formele de manifestare 59
2. Relieful 60
3. Erupțiile subglaciare 62

Partea a III-a

RELIEFUL DE EROZIUNE IN VULCANI

1. Modelarea conurilor şi craterelor 66
2. Modelarea calderelor 68
3. Modelarea platourilor 68
4. Lacolitele 69
5. Batolitele 69
6. Ciclul evolutiv al reliefului vulcanic 70
7. Tipuri de regiuni şi unități vulcanice 70

Partea a IV-a

HAZARDE, SUPRAVEGHERE, ASPECTE FAVORABILE

Hazarde, Riscuri şi Dezastre vulcanice 72
Cutremurele, exploziile, curgerile de lave, căderile de piroclastite, norii arzători, torenții de nămol, gazele toxice, ploile acide, flăcări şi fulgere, tsunami, poluarea mediului înconjurător, modificările climatice 73
Supravegherea vulcanilor şi previziunea erupțiilor 87
Aspecte economice favorabile 90

Partea a V-a

RĂSPÂNDIREA VULCANILOR PE GLOB

1. Centura de foc a Pacificului 95
A. Vulcanismul de subducție 95

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a) Latura asiatică şi est-australiană 95
Vulcanismul insulelor Kurile şi din peninsula Kamceatca, Insulele Japoneze, Insulele Izu, Bonin şi Mariane, Arhipelagul Filipinez, Arhipelagul Indonezian; Vulcanii din Malaezia, Insulele Tonga şi Kermadec, Noua Zeelandă 95
b) Latura nordică 100
c) Latura americană 100
Vulcanii din Canada şi SUA, America Centrală şi Mexicul, Insulele Antile, America de Sud 100
B. Vulcanismul ariilor de expansiune 105
C. Vulcanismul ariilor fierbinţi 105
2. Vulcanismul din Atlantic 109
A. Vulcanismul de expansiune 109
B. Vulcanismul de subducţie 110
C. Vulcanismul de zonă fierbinte 111
3. Vulcanismul în Oceanul Indian 111
A. Vulcanismul de expansiune 111
B. Vulcanismul de subducţie 112
C. Vulcanismul ariilor fierbinţi 112
4. Vulcanismul din arealul Mării Tethis 112
a) În orogenul alpin 113
b) Mediterana, Etna, Vulcano, Stromboli, Vezuviul, Monte Nuovo, Santorin 113
5. Vulcanismul continental de expansiune şi de zone fierbinţi 117
A. Riftul (grabenul) est-african 117
B. Vulcanismul generat de puncte fierbinţi în Africa 119
C. Marea Roşie şi Golful Aden 119
D. Europa vestică şi centrală 119
E. Estul Americii de Nord 120
F. Estul Asiei 120

Partea a VI-a

RELIEFUL PSEUDOVULCANIC

1. Craterele meteorice 121
2. Vulcanii noroioşi 122

Partea a VII-a

VULCANISMUL PE ALTE PLANETE ŞI PE SATELIŢI

Vulcanismul planetelor: Mercur, Venus, Marte 127
Vulcanismul sateliţilor: Luna, sateliţii lui Marte, sateliţii lui Jupiter, sateliţii lui Saturn, sateliţii lui Uranus, sateliţii lui Neptun 133

Partea a VIII-a

RELIEFUL VULCANIC DIN ROMÂNIA

Activitatea vulcanică hercinică şi prehercinică 141
Magmatismul mezozoic şi relieful 143
Vulcanismul neogen şi relieful 146
Aspecte generale 146
A. Lanţul vulcanic al Carpaţilor Orientali 150
1. Vulcanicii Nordici (Oaş-Ţibleş) 150
Fâşiile longitudinale şi asimetria transversală 156
Unităţile montane ale Munţilor Oaş-Ţibleş 159
Aureola mofetică şi resursele de subsol 168
2. Vulcanicii Sudici (Căliman-Harghita) 169
Unităţile munţilor Căliman-Harghita 174
Depresiunile din estul Vulcanicilor Sudici 191
Aureola mofetică şi resursele de subsol 195
B. Vulcanismul neogen din Munţii Apuseni 196
Răspândirea geografică 196
Vulcanismul şi relieful 201
Apele minerale şi substanţele minerale utile 204
C. Erupţiile de bazalte (ultimele erupţii) 206
D. Tufurile din Transilvania şi din exteriorul Carpaţilor 208
E. Unităţile de relief rezultate în urma vulcanismului neogen 208
Bibliografie 210